

УНИВЕРЗИТЕТ "Св. КИРИЛ И МЕТОДИЈ" СКОПЈЕ
РУДАРСКО-ГЕОЛОШКИ ФАКУЛТЕТ ШТИП

Д-р Крсто Блажев

д-р Милан Арсовски

О П Ш Т А Г Е О Л О Г И Ј А



ШТИП, 2001

ЦИП - Каталогизација во публикација
Народна библиотека
"Гоце Делчев", Штип

551.1/.4 (075.8)

БЛАЖЕВ, Крсто

Општа геологија/Крсто Блажев, Милан Арсовски

Штип: Рударско-геолошки факултет, 2001

(Штип: "2-ри август"). - 336 стр.: илустр., 22 cm

Предговор/Авторот: стр i.-

Литература: стр. 329

1. Арсовски Милан

Тираж: 500 примероци

ISBN: 9989 – 618 – 16 - X

Д-р Крсто Блажев, **д-р Милан Арсовски**

Општа геологија

Рецензенти: Проф. д-р Никола Думурџанов
Проф. д-р Тодор Делипетров

Технички уредник:
м-р Гоше Петров

Јазичка корекција:
Вангел Карагунов

Издавач:
Рударско-геолошки факултет - Штип

Тираж:
500 примероци

Печатница:
"2-ри Август" Штип

Година:
2001

ISBN: 9989 – 618 – 16 - X

Одобрено како учебник со одлука на Наставо-научниот совет на
Рударско-геолошкиот факултет во Штип од 10.04.2001.

ПРЕДГОВОР

Со книгата Основи на геологија продолжува континуираната акција на Рударско-геолошкиот факултет во Штип за издавање на учебници и монографии од областа на геологијата, посветени главно за студентите од геолошкиот одсек. Содржината на книгата е во потполна согласност со наставниот план по предметот Принципи во геологијата и нуди научни сознанија и податоци и за дипломираните инженери од областа на геологијата и рударството.

Во првиот дел на книгата се обработени хипотезите за настанувањето на Земјата како планета, следејќи ги научните сознанија низ вековите. Во овој дел исто така се опишани ендегените процеси кои се одвиваат во земјината кора, нивната генеза и последиците од таквите процеси.

Во вториот дел на книгата се презентирани егзогените процеси и нивните геолошки и геоморфолошки манифестации кои се последица на дејствувањето и активноста на ендегените сили.

Авторите сметаат дека оваа книга многу ќе им послужи на оние кои директно или индиректно се занимаваат со проблематиката од областа на геологијата.

Рецензентите на оваа книга, со своите многу корисни сугестии, значително придонесоа таа да добие во квалитет, за што авторите длабоко им се заблагодаруваат.

Во техничката подготовка на оваа книга голем придонес дадоа вработените на Катедрата за геологија и геофизика, особено м-р Гоше Петров.

Штип, јуни 2001.

Автор

НАУКА

Наукаѝа ѝреѝсѝавува бескраен сѝремеж за нови сознанија, неѝрекинаѝо ѝродирање во неѝознаѝоѝо, оѝкривање на нови сознанија и разбирање на свеѝоѝи во кој живееме. Таа го одвела човекоѝи во најдалечниѝе земји и дивѝ ѝросѝтрансѝива, дури до Месечинаѝа. Благодарение на наукаѝа се оѝкриени чудесни нови свеѝови во најобичниѝе рабоѝи: цвеќеѝо ѝокрај ѝаѝоѝи, каменоѝи, снегулкаѝа. Со ѝомош на ѝелескоѝоѝи, микроскоѝоѝи и друѓиѝе научни инсѝруменѝи не ѝоведе нас во мислиѝе кон далекиѝе свеѝови и друѓи услови за оѝсѝанок; во неизмерниѝе длабочини на Вселенаѝа и обласѝа на галаксиѝе; во оѓноѝи на ѝодземниоѝи свеѝи, со киломеѝри ѝод нашиѝе нозе; во неѝрекинаѝоѝо движење на молекулиѝе, аѝиомиѝе, јадроѝо и електѝрониѝе; во крисѝалиѝе, единсѝвена формана совршенсѝиво; во ледениоѝи ѝериод во време на диносаурусѝе и ѝрвиѝе живи суѝѝесѝива до самоѝо сѝварање на Земјаѝа; наукаѝа нас не заѝозна со чудесниоѝи свеѝи во биолошкаѝа ќелија.

Сер Ален Коѝрел

СОДРЖИНА

В О В Е Д

ПРЕДМЕТ И МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЊЕ	1
ИСТОРИЈА НА РАЗВИТОКОТ НА ГЕОЛОГИЈАТА ВО СВЕТОТ	4

ГЛАВА I

1. ПОЛОЖБА НА ЗЕМЈАТА ВО СОНЧЕВИОТ СИСТЕМ И ВО КОСМИЧКИОТ ПРОСТОР	15
2. ПЛАНЕТИ	20
3. ХИПОТЕЗИ ЗА НАСТАНУВАЊЕТО НА СОНЧЕВИОТ СИСТЕМ И ПЛАНЕТАТА ЗЕМЈА	31
3.1. ПРВИ КОСМИЧКИ ХИПОТЕЗИ	31
3.2. "КАТАСТРОФАЛНИ" КОСМИЧКИ ХИПОТЕЗИ	32
3.3. ПРОТОПЛАНЕТНА ХИПОТЕЗА НА КУПОР	35

ГЛАВА II

1. ГРАДБА НА ЗЕМЈАТА, ФОРМА И РАЗМЕРИ НА ЗЕМЈАТА	37
2. ЗЕМЈАТА И НЕЈЗИНИТЕ ФИЗИЧКО-ХЕМИСКИ ОСОБЕНОСТИ	39
2.1. ОПШТИ ПОДАТОЦИ	39
2.2. ГУСТИНА И МАСА НА ЗЕМЈАТА РАСПРЕДЕЛБА НА СИЛАТА НА ТЕЖАТА	42
2.3. ТОПЛИНА НА ЗЕМЈАТА	46
2.4. ПОТЕКЛО НА ВНАТРЕШНАТА ЗЕМЈИНА ТОПЛИНА	48
2.5. МАГНЕТИЗАМ НА ЗЕМЈАТА	51
2.6. ХЕМИСКИ СОСТАВ НА ЗЕМЈАТА	55

ГЛАВА III

1. ГРАДБА И СОСТАВ НА ЗЕМЈИНТА КОРА	59
1.1. МОДЕЛИ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА СПОРЕД НЕЈЗИНИТЕ ФИЗИЧКИ СВОЈСТВА	59
2. МИНЕРАЛОШКО-ПЕТРОГРАФСКИ СОСТАВ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА	62
2.1. КЛАСИФИКАЦИЈА НА МИНЕРАЛИТЕ	67
2.2. КАРПИ	71

ГЛАВА IV

1. ЕНДОГЕНИ ПРОЦЕСИ	73
2. ЕФУЗИВЕН МАГМАТИЗАМ- ВУЛКАНИЗАМ	74
2.1. МОРФОЛОГИЈА НА ВУЛКАНИТЕ	76

2.2.	ГЛАВНИ ТИПОВИ НА ВУЛКАНИ	78
2.3.	ПРОДУКТИ НА ВУЛКАНСКАТА ДЕЈНОСТ	83
2.4.	ПИРОКЛАСТИЧНИ КАРПИ	88
2.5.	ГЕОГРАФСКО РАСПРОСТРАНУВАЊЕ НА ВУЛКАНИТЕ ...	89

ГЛАВА V

1.	ДЛАБИНСКИ ИНТРУЗИВЕН МАГМАТИЗАМ ПЛУТОНИЗАМ	93
2.	ХЕМИСКИ И МИНЕРАЛОШКИ СОСТАВ НА МАГМАТСКИТЕ КАРПИ	95
3.	УСЛОВИ НА ФОРМИРАЊЕ НА МАГМАТСКИ КАРПИ И НИВНИ СТРУКТУРИ И ТЕКСТУРИ	96
4.	КЛАСИФИКАЦИЈА НА МАГМАТСКИТЕ КАРПИ	97
4.1.	ОПИС НА ГЛАВНИТЕ КАРАКТЕРИСТИКИ НА МАГМАТСКИТЕ КАРПИ	98
	Група габро-базалти	98
	Група на ултрабазични безфелдспатски карпи	99
	Група диорити-андезити	100
	Група гранит-риолит и гранодиорит-дацит	101
	Група на сиенити и трахити	102
	Група на нефелин-сиенити и фонолити	102

ГЛАВА VI

1.	МЕТАМОРФИЗАМ	105
1.1.	ОСНОВНИ ПОИМИ	105
2.	ТИПОВИ НА МЕТАМОРФИЗАМ	106
3.	МЕТАМОРФНИ ФАЦИИ	110
4.	МЕТАМОРФНИ КАРПИ	112
4.1.	ГЛАВНИ ТИПОВИ НА МЕТАМОРФНИ КАРПИ	113

ГЛАВА VII

1.	ЕГЗОГЕНИ ГЕОЛОШКИ ПРОЦЕСИ	117
1.1.	ОПШТИ ПОИМИ ЗА ЕГЗОГЕНИТЕ ГЕОЛОШКИ ПРОЦЕСИ	117
2.	МЕЃУСЕБНО ДЕЈСТВО НА АТМОСФЕРАТА И ЛИТОСФЕРАТА	118
3.	ТОПЛИНА ВО АТМОСФЕРАТА	120
4.	КЛИМАТА КАКО ФАКТОР НА ЕГЗОДИНАМИКАТА ..	124

ГЛАВА VIII

1.	ПОВРШИНСКО РАСПАЃАЊЕ-ИЗВЕТРУВАЊЕ НА ЗЕМЛИНАТА КОРА	127
2.	ФИЗИЧКО РАСПАЃАЊЕ	127
3.	ХЕМИСКО РАСПАЃАЊЕ-РАСТВОРАЊЕ	129
4.	ПРОЦЕСИ НА БИОХЕМИСКО РАСПАЃАЊЕ	132

4.1.	ПОЧВА	132
4.2.	ПРОДУКТИ НАСТАНАТИ ОД ПРОЦЕСИТЕ НА ИЗВЕТРУВАЊЕТО	134
4.3.	НЕКОИ ТИПОВИ НА КОРИ НА ИЗВЕТРУВАЊЕ	135
4.4.	ДЕЛУВИУМ	136
ГЛАВА IX		
1.	ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ВЕТРОТ	139
2.	ЕОЛСКА (ВЕТРОВА) ЕРОЗИЈА	139
3.	ТРАНСПОРТНА ДЕЈНОСТ НА ВЕТРОТ	142
3.1.	АКУМУЛАТИВНА ДЕЈНОСТ НА ВЕТРОТ ЕОЛСКИ НАСЛАГИ	143
3.2.	ТИПОВИ НА ПУСТИНИ	146
ГЛАВА X		
1.	ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ПОВРШИНСКИТЕ ВОДЕНИ ТЕКОВИ	149
2.	ПОВРШИНСКА ЕРОЗИЈА	149
3.	РЕЧНА ЕРОЗИЈА	154
ГЛАВА XI		
1.	ЛЕДНИЦИ И НИВНАТА ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ	165
2.	ВРСКА ПОМЕЃУ ОЛЕДНУВАЊАТА ОД РАЗЛИЧИ ТИПОВИ И НИВНИОТ РЕДОСЛЕД НА РАЗВОЈ	171
3.	ДЕЈНОСТ НА ЛЕДНИЦИТЕ	171
4.	ЗАЛЕДУВАЊА ВО ИСТОРИЈАТА НА ЗЕМЈАТА	175
ГЛАВА XII		
1.	ПОДЗЕМНИ ВОДИ	179
2.	ФИЗИЧКИ ОСОБИНИ И ХЕМИСКИ СОСТАВ НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ	182
2.1.	ТИПОВИ НА ПОДЗЕМНА ВОДА	183
2.2.	ИЗВОРИ	187
2.3.	ХЕМИСКИ СОСТАВ НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ	187
3.	ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ ..	189
3.1.	КАРСТ	191
ГЛАВА XIII		
1.	ГЕОЛОШКА ДЕЈНОСТ НА ЕЗЕРАТА И БЛАТАТА	199
2.	НАСТАНУВАЊЕ НА ЕЗЕРАТА	200
3.	ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ЕЗЕРАТА	201
4.	БЛАТА	203
5.	ТИПОВИ ЈАГЛЕНИ И НИВНА ГЕНЕЗА	205
5.1.	ВИДОВИ НА ЈАГЛЕН	206

ГЛАВА XIV

1. ГЕОЛОШКА ДЕЈНОСТ НА ОКЕАНИТЕ И МОРИЊАТА .	207
1.1. ОПШТИ КАРАКТЕРИСТИКИ	207
2. ФИЗИЧКИ И ХЕМИСКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА	213
МОРСКАТА ВОДА	
2.1. ХЕМИСКИ СОСТАВ НА МОРСКАТА ВОДА	214
3. ЦИРКУЛАЦИЈА И ДВИЖЕЊЕ НА ВОДАТА ВО	
ОКЕАНИТЕ И МОРИЊАТА	216
4. ОПШТИ ПОДАТОЦИ ЗА ЖИВОТОТ ВО ОКЕАНИТЕ ..	218
5. ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА МОРИЊАТА	220
5.1. УРИВАЧКА ДЕЈНОСТ НА МОРИЊАТА	220
5.2. АКУМУЛАТИВНА АКТИВНОСТ НА МОРИЊАТА	222

ГЛАВА XV

1. СЕДИМЕНТНИ НАСЛАГИ И СЕДИМЕНТНИ КАРПИ ...	229
1.1. ОПШТИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА СЕДИМЕНТНИТЕ КАРПИ	229
2. ПОТЕКЛО НА СЕДИМЕНТНИОТ МАТЕРИЈАЛ	230
3. КЛАСИФИКАЦИЈА НА СЕДИМЕНТНИТЕ КАРПИ	231
3.1. СЕДИМЕНТНИ НАСЛАГИ (КАРПИ) ОД ХЕМИСКО И	
ОРГАНСКО ПОТЕКЛО	234
3.2. АЛИТНИ И СИАЛИТНИ СЕДИМЕНТНИ КАРПИ	237
4. ПРЕТСТАВА ЗА ФАЦИИТЕ	239

ГЛАВА XVI

1. ВРЕМЕТО ВО ГЕОЛОГИЈАТА И ГЕОХРОНОЛОШКА	
СКАЛА	243
2. ГЕОХРОНОЛОШКА ТАБЛИЦА	247
2.1. СКАЛА НА ГЕОЛОШКОТО ВРЕМЕ	247

ГЛАВА XVII

1. ЕНДОГЕНИ ГЕОЛОШКИ ПРОЦЕСИ	251
1.1. ДВИЖЕЊА ВО ЗЕМЈИНАТА КОРА	251
1.2. СОВРЕМЕНИ ТЕКТОНСКИ ДВИЖЕЊА	252
2. НЕОТЕКТОНСКИ ДВИЖЕЊА	255
3. ПРЕДНЕОГЕНИ ТЕКТОНСКИ ПРОЦЕСИ	257
3.1. МЕТОДИ НА ИЗУЧУВАЊЕ НА ПАЛЕОТЕКТОНСКИТЕ	
ДВИЖЕЊА	257
3.2. ФАЦИЈАЛНА МЕТОДА	258

ГЛАВА XVIII

1. ЗЕМЈОТРЕСИ	263
2. ГЛАВНИ ПАРАМЕТРИ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ	266
2.1. МЕТОДИ ЗА ОДРЕДУВАЊЕ НА ГЛАВНИТЕ	
ПАРАМЕТРИ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ	267

3.	РАСПРЕДЕЛБА НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ	273
4.	ЗЕМЈОТРЕСИ ВО МАКЕДОНИЈА	274
	СКАЛА НА ИНТЕНЗИТЕТ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ	276

ГЛАВА XIX

1.	ОСНОВНИ СТРУКТУРНИ ФОРМИ НА КАРПИТЕ ВО ЗЕМЈИНАТА КОРА	281
2.	ПРИМАРНИ ФОРМИ НА СЕДИМЕНТНИТЕ КАРПИ ...	281
2.1.	ОДНОСИ ПОМЕЃУ НАСЛОЈКИТЕ (ПАКЕТИ НА СЛОЕВИ)	285
2.2.	ПАРАЛЕЛНА (СКРИЕНА) ДИСКОРДАНЦИЈА	286
3.	НАБОРИ	287
3.1.	МОРФОЛОШКИ ТИПОВИ НА НАБИРАЊЕ	294
4.	РУПТУРНИ СТРУКТУРИ	296
5.	РАСЕДИ	297

ГЛАВА XX

1.	ОПШТИ ПОГЛЕДИ ЗА ГЕОДИНАМИЧКИТЕ ПРОЦЕСИ ШТО ВЛИЈАЕЛЕ ВРЗ ФОРМИРАЊЕТО НА СОВРЕМЕНАТА ЗЕМЈИНА КОРА	303
1.1.	ГЛАВНИ СТРУКТУРИ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА НА КОНТИНЕНТИТЕ	303
2.	ТИПОВИ НА ГЕОСИНКЛИНАЛИ	305
2.1.	ОСНОВНИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА НАБОРНИТЕ ДЕФОРМАЦИИ ВО ГЕОСИНКЛИНАЛИТЕ	306
2.2.	ПЕРИОДИЧНОСТ НА ГЕОЛОШКИТЕ ПОЈАВИ ОРОГЕНИ ЕПОХИ НА НАБИРАЊЕ	307
3.	ПЛАТФОРМИ	309
3.1.	ТЕКТОНСКО-МАГМАТСКА АКТИВИЗАЦИЈА НА КОНТИНЕНТАЛНИТЕ ПЛАТФОРМИ	310

ГЛАВА XXI

1.	ОСНОВНИ СТРУКТУРНИ ЕЛЕМЕНТИ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА ВО ОКЕАНИ	313
2.	СТРУКТУРИ И ФОРМИРАЊЕ НА МОБИЛНИ ПОЈАСИ ВО ОКЕАНИТЕ (СРЕДИШНО-ОКЕАНСКИТЕ ГРЕБЕНИ)	315
3.	ОКЕАНСКИ ПЛАТФОРМИ (ТАЛАСОКРАТОНИ) ТАЛАПЛЕНИ	317
4.	ИЗОЛИРАНИ ВУЛКАНСКИ ПЛАНИНИ И ГАЈОТИ	319
5.	КАРАКТЕРИСТИКИ НА МАРГИНАЛНИТЕ ДЕЛОВИ НА ОКЕАНИТЕ	320
6.	ИСТОРИЈА НА СОЗДАВАЊЕ НА ОКЕАНИТЕ	321

ГЛАВА XXII

1.	СОВРЕМЕНИ ГЕОТЕКТОНСКИ ХИПОТЕЗИ	323
2.	ФОРМИРАЊЕ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА СПОРЕД МОБИЛИСТИЧКИТЕ ХИПОТЕЗИ	324
3.	ФОРМИРАЊЕ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА СПОРЕД ФИКСИСТИЧКИТЕ ХИПОТЕЗИ	326
	ЛИТЕРАТУРА	329

ПРЕДМЕТ И МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЊЕ

Геологијата е наука за Земјата, која е планета во Сончевиот систем и има многу сложена и долга историја, своја сегашност и иднина. Космичките закони, како што се гравитацијата, Сончевата радијација и други домени кои условуваат плима и осека (приливи и одливи), имаат главна улога и ги условуваат климатските услови и животот на Земјата. Тие имаат и директна или индиректна врска со различните процеси што се одвиваат на Земјата, нејзината градба и состав. Освен тоа, на Земјата се одвиваат процеси карактеристични само за неа, кои не се манифестираат на другите планети од Сончевиот систем. Меѓусебното дејство на космичките и "земјините" процеси меѓу себе тесно се поврзани и ја оформиле Земјата таква како што ја гледаме денес, со нејзините севкупни делови: планини, мориња, шуми и пустини.

Значењето на геологијата во практиката, во активноста на човештвото е огромно, бидејќи целата техника се базира на сировините што ги добиваме од пазувите на Земјата, како што се: нафтата, јагленот, металичните руди, неметалите, градежниот материјал, подземните води и др. Зголемувањето на потребите на корисни минерални сировини во техниката и секојдневниот живот условуваат зголемување и на геолошко-истражните работи, а со тоа и ширење на теоретските основи на геологијата. Геолошките теории кои помагаат во решавање на практичните задачи имаат и многу важно значење за постанокот и развојот на Земјата.

Геологијата како наука ја изучува Земјата и решавањето на општите прашања, а тоа не може да се стори без да се пристапи кон разгледување на Земјата како планета во целина. Сепак, доминантен дел на конкретните, практични и теоретски прашања со кои се занимава геологијата се поврзани со површинските делови на планетата, во длабочина која не е поголема од 10-20 km. Ова е условено од техничките можности за експлоатација на разни минерални сировини. Користејќи ги податоците за составот на површинските делови на Земјата и со нивна експлоатација може да се добијат податоци за градбата на земјината кора. Поголемите длабочини се изучуваат со геофизички методи.

Како главна задача, геологијата ја има изучувањето на составот на природните тела што ја формираат земјината кора - минералите и нивното учество во карпестите маси; положбата на овие природни тела во земјината кора и нивната форма на залегање; изучувањето на процесите кои ги условуваат промените на релјефот на земјината површина и градбата на земјината кора во целина. Геологијата ги објаснува наведените задачи на соодветен начин и ја изнесува

историјата на развитокот на одделни процеси што се одвиваат на површината на Земјата и во нејзините пазуви, а со тоа и општиот развиток на Земјата. Таа ги објаснува, или се стреми да најде објаснување за причините на одделни геолошки процеси и нивната меѓусебна условеност.

Земјата е составена од неколку обвивки, кои имаат различен состав и различни физички особини. Практичната работа на геологот е поврзана со површинските делови на земјината обвивка - со земјината кора, која е подложна на континуирано взаемно дојство на надворешните обвивки (атмосферата, хидросферата и биосферата) и внатрешните обвивки на земјината топка кои имаат друг состав и други физички особини. Во зависност од тоа, геолошките процеси се делат на надворешни (егзогени), чие дејство на земјината кора е од надворешните обвивки, а преку нив и од вселената, и внатрешни (ендогени) кои се поврзани со развитокот на материјата во внатрешните делови на Земјата.

Со геолошките истражувања се проучуваат пред сè површинските делови на земјината кора (изданоци откриени во природни услови), со истражни работи како што се: раскопи, бунари, каменоломи, шахти, дупкотини и др. За изучување на длабинските делови на земјината кора, дното на водените басени (морињата и океаните) и длабинските обвивки на Земјата во целина, се применуваат геофизички методи.

Целта на овие геолошки истражувања е да се дефинираат: 1. природните тела од кои е составена земјината кора (карпести маси, руди, минерали и др), односно нивниот состав и сооднос; 2. положба на овие природни тела во земјината кора, нивна градба и структура; 3. различните геолошки процеси, како надворешните така и внатрешните кои довеле до нивно формирање или исчезнување, како и формирањето на современиот релјеф; 4. причините и законитостите на настанатите геолошки процеси во одделни региони и законитостите на геолошките процеси кои се карактеристични за Земјата во целина.

Специфична особина која е карактеристична за развитокот на Земјата е долготрајноста и огромните пространства на поважните геолошки процеси кои зафаќаат огромни територии, а продолжуваат неколку милиони и милијарди години. Човечкиот живот во споредба со тие процеси претставува само мал дел од историјата на планетата. Дел од геолошките процеси, кои ја менуваат земјината кора, може да се набљудуваат само во одделни моменти од човечкиот живот, како што се земјотресите или дејството на поплавите и др. Следењето на многу геолошки процеси е недостапно за човекот и за нив можеме да судиме само по нивните резултати како на пример процесите кои условуваат формирање на рудни тела и различни типови карпести маси, потоа формирање на геолошките структури, различни типови на земјина

површина итн. кои ја определуваат градбата и составот на земјината кора.

Геологијата е претежно историска наука. Таа успешно почнала да се развива подоцна, кога во XVII и XVIII век биле разјаснети некои општи закономерности во седиментацијата (таложето) на седиментните карпи и кога кон крајот на XVIII век и почетокот на XIX век бил разработен методот на определување на релативната старост на седиментните карпи, кој се базирал врз проучувањето на остатоците од умрените организми. Проучувањето на тие остатоци од организмите покажало дека за секоја епоха во развитокот на Земјата се карактеристични одредени форми на органскиот свет - фауна и флора, која постоела во тоа време на Земјата.

Многу покасно, по откривањето на радиоактивното распаѓање, е разработен методот на определување на точната (апсолутна) старост на карпестите маси (поточно нивното формирање или времето на нивната преобразба - метаморфизам и др.). Со овој метод е одредено дека староста на одделни делови на земјината кора изнесува повеќе од 3.5-4.0 милијарди години. Со овој метод се добиени крупни сознанија за прекамбриските карпести комплекси, за времето на нивното формирање, бидејќи органски остатоци во нив отсутствуют.

За научно толкување на историјата и условите за формирање на минералите и карпестите маси, а исто така нивното злагање (положба) во земјината кора, широко се користат резултатите од физичката хемија и физиката. Врз основа на изучувањето на минералниот состав на карпестите маси се прават соодветни заклучоци за физичко-хемиските и физичките процеси кои се одвивале во геолошката историја на земјината кора и на нејзината површина.

Современиот пристап кон проучувањето на геолошките процеси не се базира на чисто корелативен метод според актуелизмот, бидејќи корелациите на сегашните со старите процеси се однесувале на различни физичко-географски услови, со отсуство на полна аналогија.

Главен метод во геологијата е геолошкото картирање, кое денес користи и други методи за толкување на геолошката градба како што се: геофизичките, геохемиските, аерометодите и резултатите од космичките истражувања, кои дозволуваат да се проучува Земјата од големи височини и да се корелира со други планети од Сончевиот систем.

ИСТОРИЈА НА РАЗВИТОКОТ НА ГЕОЛОГИЈАТА ВО СВЕТОТ

Геологијата како наука е оформена во поново време како резултат на синтезата на многу научни откритија, но нејзините корени датираат од првите фази на развитокот на човештвото. Луѓето ја изучувале Земјата уште во првите етапи на својот развиток.

Развојот на материјалната култура и порастот на општествениот производ се најтесно поврзани со изучувањето и освојувањето на Земјата. Во камениот период луѓето користеле одделни видови на камења, во бронзениот период тие користеле бакар и олово, во железниот век-железо. Луѓето можеле да ја задоволат потребата за користење на дадените материјали само со детално проучување на земјината кора и нејзините особини. За тоа ни сведочат спомениците од многу стари археолошки откритија во Средна Азија, Кина и други земји, каде се вршела експлоатација на руди од бакар, злато, железо, чија експлоатација се вршела со соодветни истражувачки работи и со познавање на карпестите маси во кои тие биле сместени. Уште најстарите клинописни споменици од III и II милениум п.н.е., најдени во Месопотамија и Египет, даваат податоци за некои минерали.

Со развитокот на општеството се добивале сознанија за појави поврзани со развитокот на Земјата, како што се земјотресите, ерупциите на вулканите, измени во крајбрежните линии на морските брегови и др. Но, овие настани добивале религиозни толкувања, и биле поврзувани со поедини богови како сеопшти владетели на копното (сушата), морињата, небото и секаде каде настанувале. Така, најстарите индиски и египетски филозофски учења (XX-XIX век п.н.е.) еднодушно укажуваат дека создавањето на светот е од семожно суштество (од господ).

Во свештената книга на индусите, позната како "Закони Ману", во која се изнесени гледиштата за космогенијата, Земјата многу често била зафатена со поплави од водите на светскиот океан, од светски пожари кои уништувале сè на Земјата. Овие катастрофи се повторувале периодично. Секој период завршувал со рушење на светот и траел неколку илјади векови.

За големи катастрофи кои се случувале на Земјата се зборува и во египетската космогенија, во кои катастрофите се споменуваат како одделни периоди на т.н. "Голема година". Продолжението на таа година се оценувало различно, од 120 000 до 300 000 години. Египћаните ги сметале големите катастрофи како казна за човечката нечесност.

Старите Грци се сметаат за први луѓе кои го трасирале патот на научното толкување на светот прекинувајќи ја врската со религиозните

митови. Така, **Питагора** (V-VI век п.н.е.) прв укажал дека Земјата има форма на сфера, а **Аристотел** (IV век п.н.е.) сметал дека таа има форма на топка. Питагора (571-497 год. п.н.е.), кој посетил доста земји од Блискиот Исток (соседни земји со Грција), изнел нови идеи за Земјата кои се на многу повисоко ниво во споредба со староегипетските и староиндиските школи. Неговите погледи за рушењето и обновувањето на Земјата укажуваат скоро на сите сили кои сега дејствуваат врз измената на нашата планета. Според него, морињата периодично го поплавувале копното и оттргнувале дел од него. Питагора ова го потврдил со фактот што нашол остатоци од морињата и реките. Земјината површина била постојано подложна на дејството на вода од морињата и реките, (од школки) од морски организми во карпите на копното, кои бле многу далеку од морскиот брег. Со оваа активност се поврзува претворањето на некои полуострови во острови (на пример островот Сицилија), или поврзување на острови со песокливи наноси (острв Фарос со брегот на Египет и др.). Основната идеја на Питагора е неговата претстава за непрекинатите и постепени измени на Земјата. Тој тврдел: "Во овој свет ништо не загинува, предметите ги изменуваат само своите форми. Тоа што се раѓа значи просто, дека предметот започнува да биде нешто друго од тоа што бил пред тоа; умира - значи претстанува да биде истиот тој предмет. И покрај тоа што на тој начин ништо не се задржува долго во еден ист вид, збирот од сето тоа е константа".

Многу се блиски и погледите на Ксенофан (VI-V век п.н.е.) кој врз база на отпечатоци од риби во слоеви покрај Сиракуза и на парчиња од скаменети морски организми во карпите на островот Малта дошол до заклучокот дека во минатото тие места се наоѓале на дното на морето.

Карактеристично е дека во тој ран период на формирањето на погледите за развитокот на Земјата скоро сите научници не биле еднодушни во мислењето за развитокот. Така се формирале два спротивставени погледи:

- едниот, познат како нептунизам (по името на богот на морето Нептун), првостепена и главна улога му придавал на развитокот на геолошките процеси поврзани со водата;

- вториот, познат како плутонизам (по името на богот на подземното царство Плутон), смета дека се што постои на Земјата и процесите на нејзиниот развиток се плод на "внатрешниот земјин оган".

Изразит приврзаник на нептунистите во Стара Грција бил Талес од Милет (VII-VI век п.н.е.). Тој сметал дека Земјата и органскиот свет настанале како резултат на преобразба на водата. Најизразит претставник на плутонизмот од овој период е Хераклит (VI-V век п.н.е.). Овие правци во геологијата - нептунозам и плутонизам повторно биле

развиени во XVIII и почетокот на XIX век од Џ. Хеттон (Теорија на Земјата) и А. Вернер и др.

Најголемиот мислител на античка Грција Аристотел (384-322 год. п.н.е.) космичкиот свет го објаснувал на идеалистички начин, односно верувал дека светот има неменлива состојба, во која небеските тела, како прицврстени кристални кугли, имаат рамномерно и совршено движење. Аристотел тврдел дека земјиниот свет, кој се протега само до Месечината е составен од 4 елементи (оган, воздух, вода и земја), додека понатаму од Месечината се наоѓа совршен и неменлив свет од безтежински етер, како петтиот елемент.

До појавување на христијанството, римскиот мислител Страбон (63-20 год. п.н.е.) во својата "Географија" изнесува многу важни набљудувања за вулканите, ерозивната работа на реките, формирањето на делтата на реката Нил и некои идеи за осцилаторните движења на земјината кора, кои ги дели на брзи и бавни. Притоа тој сметал, дека главната причина за тие движења се внатрешните сили на Земјата.

Во овој предхристијански период, освен споменатите набљудувања и настани постоеле и драгоцените пронајдоци кои се применувале во рударството и геологијата. На пример, дупчењето се применувало од старите Египјани уште пред 6 000 год., при градбата на пирамидите. Во Кина солени води од бушотините се користеле пред 2 000 год. Во Кина во III век п.н.е. бил пронајден компасот, а во 132 год. од н.е. кинескиот научник Џан Хен конструирал прв сеизмограф.

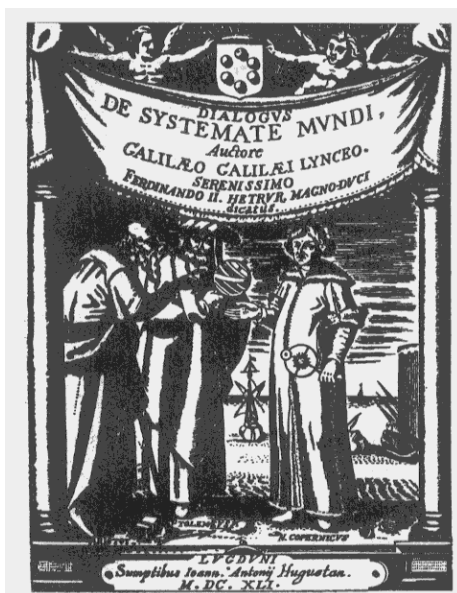
Наведените успеси на древните научници, се разбира, одиграле голема улога во развитокот на науката. Филозофски трудови на античките мислител не само што сведочат за големиот напредок во науката, туку претставувале и кочница во нејзиниот развој. Така на пример, метафизичкото учење на Птоломеј и Аристотел за геоцентричниот систем на светот, кое било прифатено од христијанската црква, било користено во борбата против науката.

За време на средниот век, кога жестоко биле казнувани дури и помислите кои не се во согласност со црковните догми, развитокот на природните науки, скоро бил прекинат. Во тоа време природните науки се развиваат на Блискиот и Средниот Исток. За жал, голем дел од научните сознанија на арапските научници од тоа време не се зачувани.

Меѓу делата од X век, кои се зачувани до денес, спаѓа и големиот важен трактат на таџикистанскиот лекар и филозоф Авицена (980-1037) (вистинското име му е Авицена е Абу Али Ибн Сина). Во овој трактат под наслов "За формирањето на класификација на минералите" (прифатен во Европа и се применувал се до средината на XVIII век) се зборува за причините за формирање на планините. Главните причини за тоа, според авторот, биле земјотресите и површинската ерозија.

Во истиот век арапскиот насучник Омар, споредувајќи ги морските карти на индиските и персиските астрономи (направени пред 2 000 години) со картите направени во негово време, заклучува дека во изминатиот период настанале значајни измени во обликувањето на азиските морски брегови. Тој исто така констатирал дека во поранешните периоди морето зафаќало многу поголеми пространства.

Современите истражувања на природата се поврзани со појавата на епохата на препородот (крајот на XV и почетокот на XVI век), и големите географски откритија, ширењето на пазарите и подготовката за светската трговија (откривањето на Америка во 1492 година, патувањето на Васко де Гама во Индија (во 1497 година) и патувањето на Магелан (1519-1522 година). Во овој период започнува проучувањето на вселената со инструмент, кој бил измислен од полскиот научник Никола Коперник (1473-1543).



Сл. 1 Дијалог за двата најглавни система на светот.
Насловна страна од изданието на латински јазик, 1641 година.

Во своето дело "Кружење на небесните тела", Коперник направил огромен прогрес во поврзувањето на планетите и Сонцето во еден систем во кој централно место има Сонцето околу кое се вртат планетите. Во тој хелиоцентричен систем Земјата зазема место меѓу планетите кои покрај вртењето околу својата оска, еднаш годишно се врти и околу Сонцето. Оваа идеја за вртењето на планетите и Земјата околу Сонцето била потврдена со телескоп во 1609 година од

италијанскиот научник Галилео Галилеј (1564-1642) со што од темел бил развиен геоцентричниот систем на Аристотел и Птоломеј.

Со проучување на хелиоцентричниот систем на планетите Галилеј утврдил (покрај движењето на планетите околу Сонцето) и појава на сателити како и присуство на гравитација и кај други небески тела. Тој дава опис на релјефот на Месечината, присуството на пеги на Сонцето, а исто така и бројно присуство на ѕвезди во млечниот пат во галаксијата.

Во времето на Коперник и Галилеј, значајни придонеси кон развитокот на природните науки и во геологијата дава Леонардо да Винчи, италијански научник, според кој остатоците од морските животни, кои се најдени далеку од денешниот морски брег, сведочат за вечното пресметување на сушата и морето и менувањето на ликот на Земјата. Тој категорично ја отфрлил библиската легенда за постоењето на "светски потоп" и библиските претстави за временскиот период на постоењето на светот.

За развитокот на астрономијата и природните науки, а според тоа и за геологијата, значајно место имаат германскиот научник Јохан Кеплер (XVI-XVII век) и англискиот научник Исак Њутн (XVII-XVIII век). Првиот го докажал елиптичното движење на планетите околу Сонцето, другиот законите на гравитација со кои се објаснува задржувањето на планетите околу Сонцето.



Сл. 2 Првите основи на металургијата и рударството.
(Титулен лист)

Во XVII век многу познати се истражувањата на данскиот природонаучник Никола Стенон (1638-1686) кој открил одделни принципи и законитости во седиментните карпи. Тој утврдил дека во еден седиментен пакет настанат во редослед, секој слој што е покриен од друг слој, е постар од слојот што лрежи над него. На тој начин, врз основа на принципот на суперпозиција на седиментните слоеви тој го втемелува принципот на стратиграфијата. Овој принцип тој го нарекол принцип на суперпозиција. Освен тоа, Стенон смета дека првобитната хоризонтална положба на слоевите како резултат на делумно испирање (размивање), обрушување или од подземни удари довела до наклонета дури и вертикална пложба на слоевите. Неговите трудови во целост го разјасниле развитокот на стратиграфијата, а неговата вулканска теорија за формирање на планините траела повеќе од еден век.

Во развојот на природните науки голем придонес имаат трудовите на М. Ломоносов (1711-1765) како што се: "Збор за раѓање на металите од тресењето на земјата" и "Првите основи на металургијата и рударството" (сл. 2 "Первија осниванија Металлургии"..., Енциклопедија Т. 25, стр. 378). Во тие трудови Ломоносов изнел дека земјината површина подлежи на непрекината измена. Тој смета дека важен фактор во тие измени е "топлината што доминира во внатрешноста на Земјата", и дека таа е причина за земјотресите, или долготрајните издигања и тонења на земјината кора што човекот не ги чувствува. Според него настанувањето на вулканите е исто така последица на внатрешната земјина топлина, бидејќи вулканите не се ништо друго туку огништа од кои, низ ојаци (каналите), се исфрлува големата земјина топлина. Од друга страна Ломоносов го признавал влијанието на надворешните фактори - дејството на ветерот, врнежите, реките, морските бранови и др., кои имале влијание врз развитокот на земјината кора. Според него движењата на земјината кора имаат различен карактер. Дел од нив се краткотрајни, брзи и доведуваат до формирање на планините, а другите претставуваат бавни и незабележливи осцилации на земјината кора кои го менуваат очртувањето на морето и сушата. Овие интересни и правилни погледи на Ломоносов за еволуцијата на земјината кора како резултат на меѓусебното дејство на внатрешните и надворешните земјини сили не нашле во следбеници во Русија и останале сосема непознати во Западна Европа.

Видно место во развитокот на геологијата и природните науки завзема и францускиот природонаучник Жорж Бифон, кој во своето дело "Теорија на Земјата" укажува на потеклото на Земјата од Сонцето, односно Земјата е настаната со откинување на дел од Сонцето под дејство на некоја комета која удирала во него. Во периодот меѓу XVIII и XIX век многу научници во светот се занимавале со изучување на природните појави и геолошките процеси. Во тоа време се појавува

делото на Имануел Кант (1724-1804) "Сеопшта природна историја, теорија на небото" кое укажува на постанокот на Сончевиот систем и Земјата, како и францускиот научник Пјер Лаплас, кој по 50 години исто така го третира проблемот на постанокот на Сончевиот систем и Земјата. Од овие гледишта подоцна е обединета и настаната единствената т.н. НЕБУЛАРНА хипотеза на Кант и Лаплас, според која како Земјата, така и останатите планети се настанати со откинување од првобитната маглина на Сонцето, како резултат на неговата ротација околу својата оска.

Во последната третина на XVIII и во XIX век, како резултат на брзиот индустриски развој радикално се изменила енергетската сировинска база на индустријата. Се појавиле и користеле парните машини, биле изградени железнички линии, а се појавила нова гранка во индустријата - машиноградбата. Сето тоа барало огромни количества на метали и довело до замена на дрвото со минерално гориво - јагленот. Рударството почнало многу интензивно да се развива, така што експлоатацијата на минерални сировини во шеесетите години од XIX век се зголемило за 13 пати и достигнало 225.3 милиони тони (наспроти 17.3 милиони тони за време на првите 20 години од XVIII век). 80 % од тоа количество спаѓало на камениот јаглен.

Зголемената потрба за минерални сировини условила развој на геолошките науки. Уште во XVIII век почнало интензивно изучување на геолошката градба на поголем дел од европските земји. Кон крајот на XVIII и почетокот на XIX век биле организирани крупни експедиции што изучувале одделни региони. Во XVIII век се појавуваат и првите технички виши рударски школи: во 1716 год. во Острава (Чешка), во 1765 год. во Фрајбург (Саксонија), во 1773 год. во Санкт Петербург и во 1775 год. во Париз. Сепак, до крајот на XVIII век геологијата како самостојна наука не постоела. Постоела "минералологијата" која многу малку личела на денешната геолошка наука. Како минерали се сметале металите, солите, разни типови на земјишта, песоци, скаменети остатоци од организми, т.е. сите составни делови на земјината кора. Дури професорот на Фрајбурската академија А. Г. Вернер 1780 година ја разделил минералологијата на две самостојни науки, и тоа сопствена минералологија која ја нарекол **ориктологија** и **геогнозија** (гео-земја, gnosіs-познавање, учење), односно **геологија**.

А.Г. Вернер (1750-1817) со право го сметаат за "татко на геологијата", бидејќи тој за прв пат ја популаризирал како наука. Но, во развојот на теоретската геологија тој одиграл повеќе негативна улога, бидејќи бил екстреман нептунист. Според него, Земјата некогаш ја покривала океан, од чија вода во редослед се таложеле гнајсеви, гранити, кристалести шкрилци, базалти, порфири и сиенити. Над овие прво формирани слоеви се наталожиле формациите од продната група -

хемиските и механички наслаги. Тој вулканите ги поврзувал со подземни пожари. Ова учење е познато како нептунизам и кон крајот на XVIII век благодарение на авторитетот на Вернер добило голема популарност.

Шкотскиот научник Џ. Хјустон (1726-1797) по многубројните истражувања во Англија и Шкотска ја издава својата книга "Теорија на Земјата" во 1788 година и за прв пат дава објаснување за влијанието на природните процеси на Земјата. Тој ги разделил карпите на магматски и седиментни (наталожени). Во својата претстава за градбата и развитокот на планетата, тој смета дека Земјата се менувала непрекинато под дејството на внатрешните и надворешните сили. Главна улога тој им доделува на внатрешните сили (на внатрешен земјин оган), кој ги загрева и топи карпите во длабочините. Тие загреани маси се шират и издигаат нагоре. Со тие движења, жешките маси ги развлекуваат слоевите што се одозгора, и ја менуваат нивната положба од хоризонтална во наклонета, односно се дислоцираат. Така се создаваат дислокациските процеси на земјината кора. Во геологијата учењето на Џ. Хјустон е познато како плутонизам.

Голема позитивна улога во развитокот на геологијата одиграла разработката на палеонтолошкиот метод за определување на релативната старост на карпите кој се појавил и е разработен при крајот на XVIII и во XIX век во Англија од научникот В. Смит (1769-1839) и во Франција - Ж. Кјувие (1769-1832). В. Смит смета дека скаменетите остатоци од организмите се појдовни форми за споредување со слоевите на седиментните карпи и одредување на нивната релативна старост. Затоа него го сметаат за основач на стратиграфијата. Ж. Кјувие ги сметал окаменетостите како остатоци од изумрени животни, така што го поставил начелото на тогаш новата наука-палеонтологијата. Тој бил приврзаник на теоријата на катастрофизам, која, како што е познато, одиграла негативна улога во геологијата.

Во текот на XIX век се водени големи дискусии и расправи за разјаснување на геолошките процеси при што поедини научници, чие влијание во овој век доминирало, сметале дека главни услови во измената на органскиот свет биле катастрофите со кои била зафатена Земјата. Со тие катастрофи бил уништен дотогаш постојниот органски свет, а појавување на новиот органски свет било дело на некој творец-бог. Во XIX век оваа теорија на катастрофи се поврзувала со појавите на активен вулканизам, формирањето на планини и други појави. Затоа, во развитокот на геологијата огромно значење имал еволуираниот модел, познат како **актуелизам**.

Актуелизмот се базира на принципот: "Сегашноста претставува клуч за разбирање на минатото", т.е. изучувањето на физичките, хемиските и геолошките процеси, кои се одвиваат денес на земјината

топка, претставуваат појдовна точка за расудување на настанатите процеси и физичко-географски услови во изминатите геолошки периоди. Ч. Лајел во 30-те години на XIX век актуелизмот во "Основните начела на геологијата" го дефинирал на следниот начин: *"Ако геологот цврсто ја прифати вербата во сличността или аналогитата помеѓу настаниите во изминатите геолошки периоди и сегашните настани, тогаш во секој факт, кој укажува на причините кои влијаат секојдневно, ќе најде клуч кон толкување на некои тајни (настани) кои се одиграле во минатата геолошка историја"*.

Идеите на катастрофизмот биле подржани од низа видни научници, меѓу кои бил Л. фон Бух (1774-1853) и Ели де Бомон (1798-1874). Тие ја разработиле таа основна хипотеза за развитокот на земјината кора и формирањето на планините.

Во првата половина на XIX век, со објавувањето на трудовите на В. Смит и Ж. Кјувие, почнало систематското изучување на изумрените организми, многу подеталното расчленување на седиментните комплекси и изработувањето на геохронолошка скала за целата Земја. Од 1822 до 1841 година биле издвоени **палеозоиската, мезозоиската и кенозоиската** група на седиментните наслаги, а како системи: **камбриум, силур, девон, карбон, перм, тријас, јура, креда, терциер и кварталер**. Во 1830-1833 година биле објавени трудовите на Ч. Лајел (1797-1875) "Основи на геологијата" и Ч. Дарвин (1809-1882) "Потеклото на видовите" со кои е зацврстена еволуционата идеја во геологијата.

Втората половина на XIX и почетокот на XX век претставуваат период на многу бурен развој на геологијата. Тогаш се издвојуваат неколку самостојни делови во геологијата, како што се: **петрографија, геохемија, геотектоника, хидрогеологија, генетска минералологија** и др. Голема улога за нејзиниот развиток имаат успехите во физиката и хемијата, кои се користени за усовршување на методите за изучување на минералите и карпите и длабинските делови на Земјата. Во овој период веќе се употребувал поларизацискиот микроскоп, и се користеле податоците од геофизичките истражувања.

Со брзиот развој на индустријата се зголемуваат потребите за природните минерални сировини и тие условиле брз развој на геологијата.

Многубројните регионални истражувања создаваат пат за разработка на хипотези за развитокот на Земјата, земјината кора и геолошките процеси. Во тој поглед значен е трудот на австрискиот геолог Е.Сис (1831-1914 год.) "Ликот на Земјата" во кој се разгледува градбата и развитокот на земјината кора од аспект на контракционата хипотеза набирање на слоевите во земјината кора како резултат на нејзиното ладење, која за прв пат била претставена од Е. до Бомон, 1829 год.

Во втората половина на XIX век се појавува теоријата на геосинклиналите од американскиот геолог Ц. Хил - 1859 год. Развитокот на идеите за геосинклиналите во педесеттите години се поврзува со имињата на бројните геолози, како Емил Ог, В.В. Белоусов, М. Кеј, Ж. Обуен, А. Пејве и др. Германскиот метеоролог А. Вегенер во 1912 година ја објавува неговата теорија за движење на континентите, која претставува претходница на денешната теорија на "тектониката на плочи".

И.В. Мушкетов кој ја проучувал Средна Азија и извршил први тектонски реонирања на тектонски области, укажува на тесна врска помеѓу тектонските структури и земјотресите. Како продолжение на оваа идеја, во XX век се појавуваат специјални неотектонски и тектонофизички проучувања - В.А. Обручев, С.С. Шулц, М.В. Гзовски, Н.И. Николаев и др.

Последните неколку децении од XX век се карактеризираат со најбурен развиток на геологијата во сите нејзини области. Проучувањето на реманентниот магнетизам на земјината кора на континентите и во океаните во педесеттите години од XX век ги докажа промените во континенталните длабини, поместувањето на поедини делови од Земјата кои дале нови сознанија за градбата и развитокот на Земјата. Проучувањето на океанската кора го потврдило постоењето на средно-океански гребени и рифтови зони, со што се појавила хипотезата за ширењето на океанското дно (Г.Г. Хес и Р.С. Еиц). Со овие сознанија се дополнува поранешната хипотеза на А. Холме, кој го докажал раздвојувањето на океаните во средишните делови како резултат на конвекциони течења во мантијата, односно во астеносферата. Со бројните информации од обилните истражувања на океанската кора потврдено е постоење на трансформни раседи и се појавува новата хипотеза позната како "тектоника на плочи"- "Plate tectonics" од Ј.В. Морган и Ле Пихон и др. Таа се однесува на градбата и развитокот на Земјата во целина.

Во последната деценија од XX век, врз база на структурните карактеристики на прекамбриските комплекси, односно големи сегменти на земјината кора од преалпските комплекси, се појавува теоријата на "плумови" во која доминантна улога им се дава на вертикалните конвекциони течења (Ј.М. Пушчаровски, Н.А. Морнер, С. Марујама и др.). Во ова време е актуелна теоријата на Е.Е. Милановски за ширење на Земјата.

В О В Е Д

1. ПОЛОЖБА НА ЗЕМЈАТА ВО СОНЧЕВИОТ СИСТЕМ И ВО КОСМИЧКИОТ ПРОСТОР

Проучувањата на геолозите се поврзани со Земјата и нејзините процеси. Геолошките процеси се поврзани со другите космички тела кои се наоѓаат заедно со Земјата во космичкото пространство. Затоа нам ни е потребно да ја проучиме астрономската положба на нашата планета, за да дознаеме како процесите што се поврзани со вселената влијаат врз геолошките процеси на Земјата.

Земјата претставува една од деветте планети што се вртат околу Сонцето. Сонцето претставува само една од стотоците милијарди ѕвезди што се наоѓаат во Галаксијата на Млечниот Пат. Се претпоставува дека секоја од огромниот број на ѕвезди исто така може да има планети. Сфаќањата за врската на Земјата со другите космички тела во вселената ни дава можност да ја претставиме раната историја на нашата планета. Тие најрани етапи кога биле создадени услови блиски до денешните се вклучени во геолошката историја и се карактеристични за периодот кога веќе се формирала цврста земјина кора.

Спиралната Галаксија на Млечниот Пат претставува една од многуте галаксии кои имаат различна големина и форма и е составена од трилиони ѕвезди.

Според податоците што се добиени со оптички апарати и радиотелескопи, дијаметарот на одделни галаксии изнесува стотици светлосни години (приближно една светлосна година изнесува $9.6 \cdot 10^{12} km$). Тие се оддалечени од нас со милијарди ($10 \cdot 10^9$) светлосни години. Движењето на телата во вселената е според законот за гравитација и почетниот импулс на движење на материјата од времето на големата експлозија - почетокот на создавањето на вселената. Во Млечниот Пат со помош на оптички инструменти можат да се видат милиони ѕвезди, додека со око може да се видат околу 6 000 ѕвезди.

Нашата галаксија претставува само една од многуте галаксии расфрлани во вселената на големи растојанија и се поголеми од нивниот полупречник. Многу галаксии формираат заеднички групи или се згустени во група и прават супергалаксии. Староста на нашата галаксија достигнува 10 милијарди години. Староста на Сонцето е околу 5 милијарди години, а староста на Земјата е веројатно блиска до староста на Сонцето (околу 4.5 милијарди години).

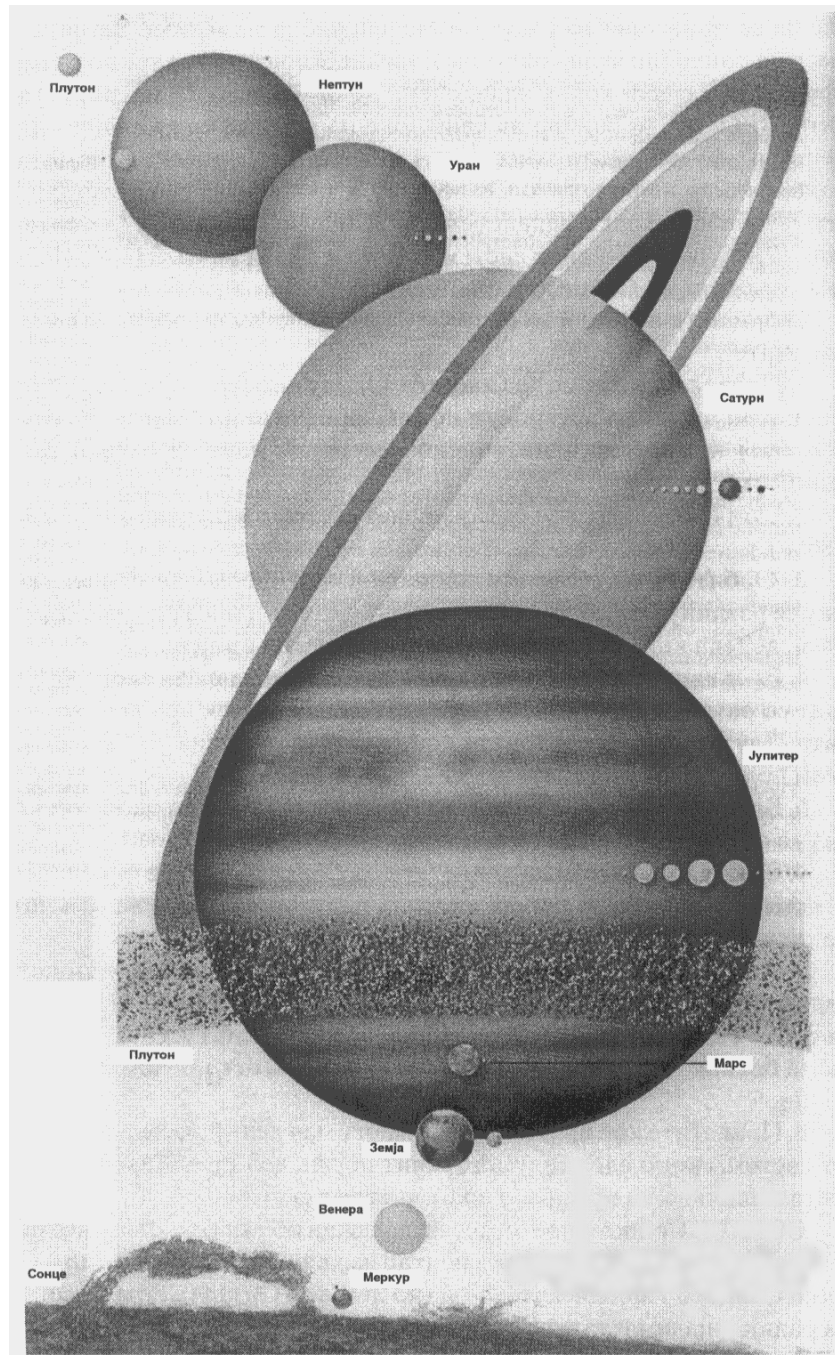
Сонцето кое е следено од низа на планети и со нивните сателити, прави едно завртување околу центарот на Галаксијата за 250 милиони години, движејќи се со брзина од 240 km/s. Ова движење на ѕвездите ја формира дискоидалната спирална форма на Галаксијата.

Сончев систем. Во составот на Сончевиот систем влегуваат: Сонцето, девет големи планети (Меркур, Венера, Земја, Марс, Јупитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон) со сателити, неколку илјади мали планети (астероиди), комети, маса од расеан гас и прашина, при што големината на цврстите честички - "прашина" - варира од делови од милиметарот до десетици и стотици метри во пречник. Овие цврсти честички се познати како метеорски тела. Често пати тие формираат групи кои се движат во пространството (вселената) по определена орбита и се познати како метеорски потоци. Сончевиот систем е многу голем и во пречник достигнува 12 милијарди km. Светлосниот зрак кој се распространува со брзина од 300 000 km/s, ја сече за 11 часа. Основните карактеристики на планетите од Сончевиот систем се прикажани во табела I.

Взаемната положба на планетите во Сончевиот систем може да се претстави со следниот модел: ако ја намалиме Земјата до размер на топче (од игла со топче), тогаш Сонцето ќе добие големина на фудбалска топка која е оддалечена од Земјата на 15 m; тогаш Јупитер ќе добие големина на зрно од грашок кое ќе биде оддалечено од "фудбалската топка" на половина километар. Во овој размер најблиското сосвездие би требало да се претстави со друга "фудбалска топка" на оддалеченост од 3 200 km. Релативните големини на планетите во Сончевиот систем се претставени на сл. 3 (Релативна големина на Сонцето и планетите).

Табела I. Сончев систем

Сонце Планети	Пречник во km	Средно растојание од Сонцето млн. km	Период на вртење по орбитата	Период на вртење околу својата оска	Наклон на оската на вртење	Број на сателити (месечини)	Релативна маса (маса на Земјата)	Густина (густина на водата = 1g/cm ³)	Атмосфера	Температура на површината во °C
Сонце	1 391 000			25.38 дена			332 400	1.41		5 600
Меркур	4 880	57.9	88 дена	59 дена	28°	0	0.055	5.4	He	дење 350, ноќе 170
Венера	12 258	108.2	224.7 дена	243 дена	3°	0	0.815	5.2	CO ₂	Облаци 33 површ. 480
Земја	12 756	149.6	365.26 ден	23ч.56'4''	23°27'	1	1.000	5.52	H ₂ O, CO ₂	Површ. на почва 22
Марс	6 774	227.9	687 дена	24ч37'23''	23°59'	2	0.108	3.9	CO ₂ , Ar	Цврста површ. 23
Јупитер	142 800	778.3	11.86 год.	9ч30'30''	3°05'	13	317.9	1.314	H, He	Облаци 150
Сатурн	120 000	1 427	29.46 год.	10ч14'	26°44'	11	95.2	0.704	H, He	Облаци 180
Уран	51 800	2 870	84.01 год.	11ч. (обр.)	82°05'	5	14.6	1.21	H, He, CH ₄	Облаци 210
Нептун	49 500	4 497	164.8 год.	16ч.	28°48'	2	17.2	1.67	H, He, CH ₄	Облаци 230
Плутон	5 800	5 900	247.7 год.	6дена 9ч.	?	0	0.1(?)	2(?)	Неистраж.	230(?)



Сл. 3 Сончевиот планетарен систем

Основните особини на нашиот Сончев систем, прикажани на сл. 3 се следните:

1. Центар на системот е Сонцето. Околу него се вртат девет големи планети, појас од астероиди помеѓу орбитите на Марс и Јупитер, голем број на комети и метеорски честички, маса од расеан гас и прашкасти честички.

2. Скоро целата материја од Сончевиот систем е вклучена во Сонцето (99.86%).

3. Орбитите на големите планети имаат форма на елипси, кои малку се разликуваат од кругови. Астероидите се движат по издолжена елипса, додека кометите имаат многу издолжени орбити.

4. Рамнините на орбитите на деветте големи планети скоро се совпаѓаат со рамнината на сончевиот екватор. Исклучок прави само планетата Плутон, кој е наклонет кон главната рамнина на Сончевиот систем под агол од 17° .

5. Вртењето на сите планетите (околу Сонцето и околу својата оска) во Сончевиот систем се врши главно во еден правец.

6. Движењето и местоположбата на планетите во Сончевиот систем е дефинирано со Кеплеровите закони:

1. Секоја планета се движи по елиптична орбита, а во еден од фокусите на елипсата се наоѓа Сонцето;
2. Радиус-векторот на планетата опишува еднакви површини за исто време;
3. Односот $\frac{R^3}{T^2} = \text{const}$ за сите планети во Сончевиот систем

R- радиус на орбитата на движење на планетите; T- време на едно завртување на планетата околу Сонцето.

7. Планетите се делат на внатрешни, кои се поблиску до Сонцето и надворешни, кои се наоѓаат на големи растојанија. Внатрешните планети се разликуваат од надворешните со поголема густина, со многу помали брзини на нивното вртење околу својата оска и помал број на сателити.

8. Планетите претставуваат многу мал дел од Сончевиот систем. Скоро еден седумстотинит нејзин дел претставува 98 % од целото количество од движењето во Сончевиот систем.

Сонцето претставува најважен дел во Сончевиот систем. Тоа претставува динамичен центар на движењата во системот. Освен тоа, Сонцето е најблиска звезда до Земјата. Од друга страна, сончевата радијација претставува единствен извор на енергија што делува на површината на Земјата.

Сонцето е една од типичните ѕвезди на Млечниот Пат. Бидејќи тоа е најблиската звезда до нас, тоа претставува најсветол небесен објект. Примарно половината од ѕвездите на Млечниот Пат се изолирани,

самостојни ѕвезди како и Сонцето, додека останатите се двојни или тројни ѕвезди кои се движат една до друга и се поврзани со меѓусебна гравитација.

Температурата на површината на различни ѕвезди варира во широк дијапазон од 2 000 до околу 50 000 °C. Голем број од ѕвездите припаѓаат на класата што има температура на површината од 10 000-25 000 °C. Температурата на површината на Сонцето изнесува 5 600 °C.

Сонцето претставува ѕвезда со средна големина - огромна топка со вжештена плазма, во која се одвиваат нуклеарните реакции. Сонцето е 1 300 пати поголемо од Земјата, но според масата тоа е поголемо од Земјата само за 330 пати, што укажува дека густината на материјата на Сонцето е многу помала и изнесува 1.41 g/cm^3 . Во надворешната обвивка на Сонцето, каде постојало се одвиваат јадрени реакции доаѓа до фузирање на водородот и негово преминување во хелиум. Во една секунда од 1 m^2 од сончевата површина во космичкото пространство се ослободува енергија еднаква на 62 517.4 kW. Енергијата што се лачи од Сонцето може да ја испари целата вода од морињата и океаните на Земјата во текот на една минута. Земјата добива енергија од Сонцето само еден минимален дел, нешто помалку од еден двемилијардити дел. Но, и таа енергија претставува извор за животот на Земјата.

Температурата на Сонцето од површината кон центарот брзо се зголемува и во неговите средишни делови, достигнува околу 20 000 °C. При таа температура, електроните, веројатно, се одделени од атомските јадра и постојат самостојно. Во дадените услови се одвиваат јадрени реакции внатре во Сонцето. Од спектарот е определен составот на сончевата атмосфера во која се определени 66 елементи, меѓу кои водородот е застапен со околу 54 % и хелиумот со 45 %, додека другите елементи се во многу мали количества.

Топлината и светлината што се излачуваат од Сонцето даваат енергија за многуте геолошки процеси. Топлината влијае врз климата. Со неа се поврзани хидролошките циклуси, има голема улога во процесите на изветрување и ерозија и ги создава условите за живот. На Земјата без овој извор на енергија не би постоеле ниту потоци што ги испираат планините, ниту ледниците кои ја разоруваат земјината површина. Сите геолошки процеси на површината на Земјата би престанале доколку сончевата енергија не постои. Варирањето при ослободувањето на сончевата енергија е скоро минимално бидејќи постоењето на окаменети животни од пред 3 милијарди години јасно ни укажуваат на постојаната температура на Сонцето.

2. ПЛАНЕТИ

Планетите се крупни топчести тела што се движат по орбити околу Сонцето и се осветлени од рефлексивната од сончевите зраци. Тие се разликуваат една од друга по големината и се зголемуваат од Меркур кон Плутон и Јупитер (табела 1).

Близу до Сонцето се наоѓаат четири помали планети: Меркур, Венера, Земја и Марс, додека на многу поголеми растојанија се наоѓаат четири крупни планети: Јупитер, Сатурн, Уран и Нептун. Самостојно, многу оддалечена од Сонцето се врти релативно малата планета Плутон, која е откриена во 1930 година. Помеѓу орбитите на Марс, која е најблиску до Сонцето од надворешните планети и Јупитер, се наоѓа појас од астероиди, многу ситни планети кои го пополнуваат просторот помеѓу споменатите планети (сл. 3). Според со положбата на орбитите на планетите и Земјата, тие се делат на внатрешни и надворешни. Внатрешните (Меркур и Венера) се движат внатре во орбитата на Земјата и се гледаат на небесниот свод недалеку од Сонцето. Надворешните планети (Марс, Јупитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон) се вртат надвор од орбитата на Земјата и тие се гледаат на секако аголно растојание од Сонцето.

Меркур претставува најблиска планета на Сонцето, која е оддалечена од него 57.9 милиони km. Тој се врти околу својата оска за 59 деноноќија, додека наполно се завртува по својата орбита за 88 (87.97) дена. Оваа планета е осветлена 7 пати повеќе од Земјата.

Со истражувањето од автоматските космички станици "Маринер 10" и други и испратените фотографии констатирано е дека површината на Меркур е покриена со кратери, а се гледаат и линиски структури, кои веројатно претставуваат крупни раседи во неговата кора. Освен тоа, докажано е и присуство на многу разредена атмосфера (100 милијарди пати поретка отколку на Земјата), која се состои од хелиум и аргон. Се претпоставува дека површинските делови се составени од лесни, порозни карпи, додека внатре во планетата се наоѓа цврсто јадро кое е еднакво на јадрото на Земјата. Температурата на површината на Меркур која се загрева од Сонцето достигнува и до 430 °C, додека на неосветлената страна таа паѓа на -130 °C. Такви нагли промени не можат да се видат на друга планета.

Венера претставува најблиска планета до Земјата и е многу слична на неа, по својата големина и густина, но се разликува по атмосферскиот притисок, кој е поголем од земјиниот скоро 90 пати. Средното растојание на Венера од Сонцето изнесува околу 108 милиони km. Нејзината орбита во сончевиот систем има многу мал ексцентрицитет и е наклоната кон еклиптиката на 3° 24', а нејзиното

полно вртење околу Сонцето се врши за 224 дена, 16 часа, 49 минути и 8 секунди, со средна брзина по орбитата од 35 km/s. Вртењето на Венера е обратно од земјиното.

Со автоматските космички станици (Спутници) во последните десетлетија од овој (XX) век, било докажано дека Венера има моќна (дебела) и густа атмосфера, која се состои од гасови: јаглендиоксид (97 %), азот не повеќе од 2 %, кислород (помалку од 1 %) и амонијак (0.01-0.1%). Исто така близу до облачниот слој постои и водена пареа нешто помалку од 1 %. Температурата на површината на Венера достигнува до 480 °C. Нејзината загушлива и отровна атмосфера, присуството на високи температури, на кои се топат некои метали (на пример калајот, оловото) и високиот притисок сведочат дека живото во овие услови не може да се развива. Се претпоставува дека Венера се наоѓа во таков стадиум на развојот како што била Земјата во архајската ера. Се претпоставува дека на Венера е присутно многу интензивна и силна вулканска активност, така што доминира многу сложен вулкански релјеф.

Земјата претставува единствена планета во сончевиот систем во која се развил жив свет. Земјата од Сонцето е оддалечена околу 150 милиони километри, при што во својата орбита отстапува во незнатна елиптична форма. Ротацијата на Земјата околу Сонцето трае 365.26 дена, а нејзината брзина во движењето по орбитата е 36 km/час. Освен тоа Земјата е зафатена со најмалку 14 различни движења, меѓу кои е и транслаторното движење со кое Земјата, заедно со другите планети и Сонцето, се движи кон сосвездието Херкулес со брзина од околу 20 km/s, како и општото движење околу нашата галаксија на Млечниот Пат. Оската на ротација на Земјата е наведната на 66° 5' кон рамнината на движењето, така да север е ориентиран кон поларната ѕвезда во сосвездието на Малата Мечка. Средната вредност на пречникот на Земјата е 12 742 km, а густината е 5.52 g/cm³.

Атмосферата на Земјата е составена претежно од азот и кислород во присуство на аргон и јаглендиоксид. Водата, која е присутна во сите агрегатни состојби и изнесува околу 14 % заедно со составот на атмосферата и температурата, се параметри што ја издвојуваат Земјата од останатите планети. Земјата исто така ја опкружува магнетно поле, кое претставува препрека за продирање на радио-честиците од космосот кон Земјата, а високо над атмосферата се наоѓаат облаци од јонизирани честици како радијациони појаси кои ја заштитуваат Земјата од продирање на космичките зраци кои со своето дејство би го уништиле севкупниот живот.

Составот и градбата на Земјата, како и процесите кои се манифестираат на нејзината површина и во внатрешноста ќе бидат изнесени во посебни делови.

Месечина претставува природен сателит на Земјата. Таа има форма на топка со пречник од 3 476 km (скоро четири пати помал од пречникот на Земјата). Масата на месечината е 81.53 пати помала од земјината. Нејзината густина е 3.33 g/cm^3 , а гравитациската сила е 6 пати помала отколку на Земјата. Средното растојание помеѓу центрите на Месечината и Земјата изнесува 384 395 km, односно околу 30 пречници на Земјата. Месечината се врти околу Земјата средно за 27 дена, 7 часа, 43 минути и 11.47 секунди. Бидејќи периодот на вртењето на Месечината околу својата оска и периодот на вртењето околу Земјата се совпаѓаат, едната страна на Месечината секогаш е завртена кон Земјата. Кога на Месечината е ден, нејзината површина е многу силно осветлена и температурата на површината изнесува 115°C . Ноќе е многу студено и температурата изнесува -135°C . Вака големиот интервал на температурни промени е поради отсуство на атмосфера која може да ја акумулира дневната топлината.



Сл. 4 Кратер Аристорх во пречник од 57 km. Фотографијата е добиена од космичкиот апарат "Луна-орбитор 1" на височина од 121 km.

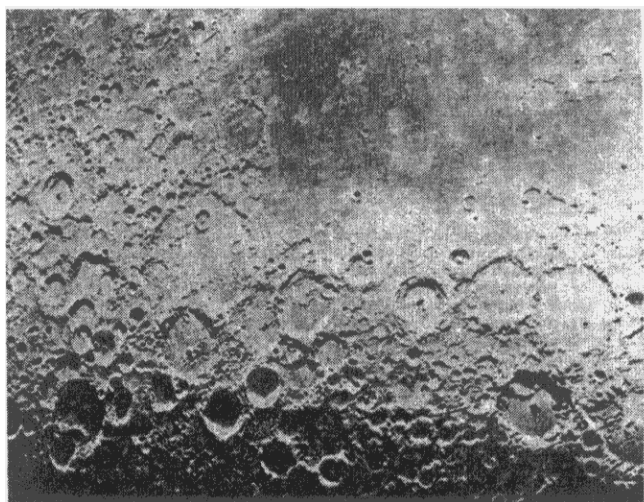
Шеесеттите години и подоцна, површината на Месечината беше предмет на изучување со космички апарати кои покажаа дека Месечината има карактеристичен релјеф од кратери (сл. 4 и 5), покриен со метеорска прашина, со расеани камења и стаклести честици

кои ја сочинуваат почвата на Месечината позната како реголит. На 20 јули 1969 година Н. Амстронг и Е. Олдрин беа првите космонаути од Америка кои стапнаа на површината на Месечината и донесоа примероци од почвата на Месечината. Подоцна беа донесени повеќе од 400 kg. Почвениот материјал на Месечината по составот одговара на базалти, а се присутни и парчиња од метеорско железо и од камени метеорити. Така дел од кратерите се од вулканско, а дел од метеорско потекло.

Староста на примероците донесени од Месечината е одредена од 3.125 до 4.240 милијарди години и се совпаѓа со староста на најстарите карпи познати на земјината површина.

Според податоците добиени од сеизмографите поставени на површината на Месечината, таа се состои од кора која е дебела 60-65 km, со обвивка од 960 km, и пречник на јадрото од 1 500 km. Се претпоставува дека јадрото на Месечината е во цврста состојба. Магнетското поле на Месечината е за 1 000 пати послаба од земјиниот магнетизам.

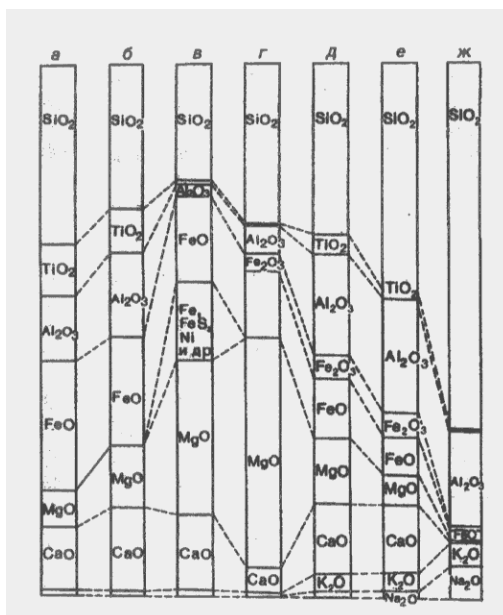
Кората на Месечината има слоевита градба. Најгорниот, површинскиот дел, со длабочина до 2-3 km е изграден од растресит почвен материјал. Вториот слој, со длабочина од 25 km, е претставен со пакети од базалти (како потоци од лава или во масивна форма), а третиот слој до 65 km, е составен од магматски карпи, веројатно, од истиот тип како оние што се на Земјата. Метаморфни карпи не се констатирани, освен тие што се настанати со ударите на метеоритите.



Сл. 5 Дел од површината на Месечината во последната четвртина помеѓу кратерите Птолемеј и Тихо (Geology-Ira, Allison).

На целата површина на Месечината се наоѓаат кратери околу кои се разнесени безбројни парчиња како последица на удари на метеоритите. Така површината на Месечината има типичен релјеф на кратери во кои разликата од дното до горните рабови изнесува и преку 1 000 m. Главната маса на метеоритскиот материјал паднал на Месечината во првиот стадиум на нејзината историја.

Основната маса на месечинските карпи има магматско потекло и по својот состав тие се слични на обичните базалти, кои се распространети на Земјата. Во некои примероци од Месечината застапени се минерали познати на Земјата како фелдспати. Во дел од нив, во примероците не може да се види разликата во содржината меѓу некои хемиски елементи, како што се: фосфорот, титанот, калиумот и ретките елементи.



Сл. 6 Хемиски состав на материјал од Месечината, од метеоритите и карпите на Земјата (по работите на Guest, Greeley): а) среден состав на 16 примероци од месечински базалти; б) среден состав на 4 проби од месечинската прашина; в) среден состав на 94 хондритови метеорити; г) среден состав на 23 примероци од перидотит; д) среден состав на 96 примероци на базалти на земјината кора; е) среден состав на 49 примероци од андезити; ж) среден состав на 48 примероци на гранити (Geology, I. Allison)

Марс е наречен "црвена планета" и наликува на Земјата. Марс има наклонета оска на вртење, и се карактеризира со промени на климата кои одговараат на сезонски промени. На Марс се појавуваат сезонски

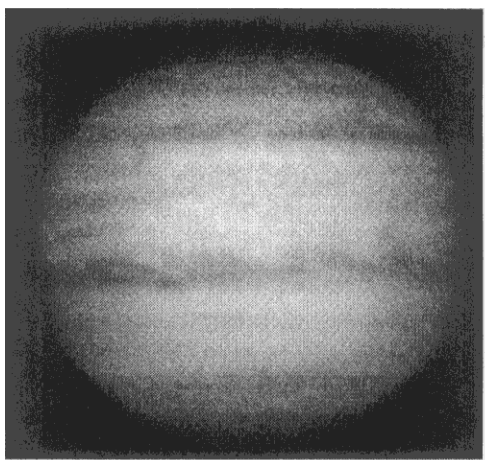
поларни шапки, потоа крупни песокливи и прашести бури кои траат со месеци. Марс се разликува од Земјата по тоа што: неговиот пречник е 6 769 km (на Земјата 12 800). Неговата маса изнесува само 11 % од Земјината маса, густината му е 3.96 g/cm^3 , нема магнетско поле, деноноќието трае 24.5 часа, а атмосферскиот притисок му е половината од земјиниот. Атмосферата е составена од 97 % јаглероден диоксид. Има два сателита-месечините Фабос и Демос, каменити силно изриени од кратери, чија генеза не е изучена.

Со космичките истражувања извршени од Земјата во последните децении е докажано дека во ниските делови на атмосферата постои мало количество на водена пареа, а во поларните области мали количества озон. Масата на атмосферата на Марс е околу 1 % од онаа на Земјата и веројатно таа е поголема во северната полутопка отколку во јужната (во северната $0.008\text{-}0.009$, а во јужната полутопка е $0.003\text{-}0.004 \text{ g/cm}^3$). Средната температура на Марс е -57°C , со многу изразити дневни осцилации: дење $+30^\circ\text{C}$, а ноќе до -90°C .

Со космичката станица "Маринер 9" на површината на Марс се констатирани четири групи тркалезни кратери со различна форма, многу слични на земјините вулкански штитови, но се разликуваат со огромни размери. Најголем е *Nix Olympica* кој претставува најголема калдера во Сончевиот систем. Судејќи според манифестацијата на вулканскиот релјеф на Марс се претпоставува дека тој е настанат во последните десетици или стотина милиони години, така што на Марс до неодамна постоеле активни вулкани. Освен тоа констатирано е присуство на рифтова долина која се протега по должина на 80-тиот источен меридијан, кој во широчина достигнува 100 km, а има длабочина од неколку километри. Освен тоа констатирани се и суви долини кои, според мислењето на американските геолози, може да се претпостави дека биле водотеци.

Јупитер претставува најголема планета во Сончевиот систем и е петта по ред со оддалеченост од Сонцето, што изнесува 777.8 милиони km. Ротацијата на Јупитер околу Сонцето трае 11.862 години, а се движи со средна брзина по орбитата од 13.05 km/s . Ротацијата околу својата оска трае нешто помалку од 12 часови.

Вистинскиот екваторијален пречник на Јупитер изнесува 143 640 km, или колку 11.26 пречници на Земјата. Оваа планета е значително сплосната така да пречникот на половите е пократок за 9 000 km. Површината на Јупитер е поголема од земјината за 122 пати, а волуменот за 1.345 пати. Масата на Јупитер е 318.36 пати поголема од масата на Земјата и изнесува $19 \cdot 10^{29} \text{ g}$, додека средната густина му е 1.31 g/cm^3 . Забрзувањето на гравитацијата на површината на Јупитер е за 2.51 пати поголема отколку на Земјата.



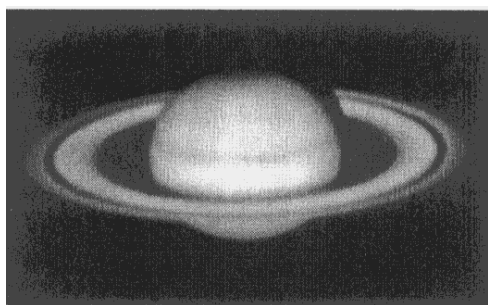
Сл. 7 Општ изглед на Јупитер (Geology Today)

Јупитер има сопствена температура која е поголема од температурата што ја прима од Сонцето. Затоа тој се смета како некој вид на звезда, чии честички доаѓаат и до Земјата. Атмосферата на Јупитер е густа и непротвирна со појава на обоени пруги (траки-појаси, види сл. 7), што се карактеризираат со висока содржина на сулфур (овие честички се движат со 8 000 km/s). Констатирано е присуство на хелиум, водород, јаглерод, кислород, а исто така и железо. Присутни се и кристали од лед и водени капки.

Покрај одамна утврдена "црвена флека" која претставува многу силни струи слични на ураган во атмосферата, на Јупитер можат да се видат појаси од посветли односно потемни бои, кои се симетрични. Во светлите зони (појаси) струењето е нагоре, а во темните надолу.

Во составот на Јупитер се издвојуваат: 1. јадро кое е со мал обем, и се наоѓа во специфична цврста состојба; 2. гасовита обвивка, составена од водород, и 3. "течен океан од водород", чија височина достигнува преку 24 000 km.

На Јупитер се познати 12 сателити од кои 4 се големи, откриени уште во 1610 година од Г. Галилеј (Јо, Европа, Ганимед и Калисто), додека останатите 8 сателити се откриени во XIX и XX век. Четирите најоддалечени сателити на Јупитер имаат обратно движење. Тие се вртат во својата орбита во обратна насока од движењето на другите сателити, а и од сите планети од Сончевиот систем, освен Венера.



Сл. 8 Општ изглед на Сатурн

Сатурн претставува многу голема планета која се наоѓа на шесто место на растојание од Сонцето. Тој е оддалечен 1426.1 милиони километри. Сатурн се врти околу Сонцето за 29.55 години, додека околу својата оска се врти за 10.5 часа. Екваторијалниот пречник на Сатурн изнесува 120 500 km или 9.45 пати е поголем од екваторијалниот пречник на Земјата. Неговата површина е за 83.9 пати поголема од земјината, а волуменот е поголем за 767 пати. Масата на Сатурн е еднаква на 95.2 маси на Земјата, додека средната густина изнесува 0.68 g/cm^3 . Гравитациската сила на површината на Сатурн одговара на 1.07 од онаа на земјината површина.

Сатурн има многу силно магнетно поле кое е 1 000 пати поголемо од земјиното, а 20 пати е појако од магнетното поле на Јупитер. Оваа планета, исто како и Јупитер, е составена од гасови на H, He и претставува водородна топка. Оваа планета се состои од: 1. јадро (два пати поголемо од земјиното), 2. обвивка, која е составена од металичен водород и 3. атмосфера од водород и хелиум. Сатурн се карактеризира со тоа што има сопствена температура, која е 2.8 пати поголема од енергијата што ја добива од Сонцето.

Со најновите проучувања, утврдено е дека Сатурн има 17 сателити, додека до средината на XX век беа познати само 9. Најголем сателит е Титан, откриен уште во 1655 година и кој е поголем од Меркур и Плутон. Неговиот пречник изнесува 5 118 km. Од сателитите на Сатурн, 7 се помали од Месечината, а 9 се помали астероиди. Површината на Титан се состои од лед, а во неговата атмосфера е констатиран азот (82.2 %). Една од неговите страни постојано е осветлена, а другата страна е под сенка.

Сатурн има систем на прстени (обрачи, сл. 8), кои меѓу себе се благо разделени, а нивниот број сега е сведен на повеќе од стотина, кои се составени од лед и иње.

Уран е седмата голема планета во редоследот на Сончевиот систем. Тој е откриен од англискиот астроном В. Гершел во 1781 година. Уран е оддалечен од Сонцето 2869.1 милиони километри и се врти по орбитата околу Сонцето за 82.02 години со брзина од 6.8 km/h. Во

телескоп со релативно добро зголемување, Уран има форма на диск кој има вистински пречник од 53 400 km или е за 4.19 пати поголем од екваторијалниот пречник на Земјата. Волуменот му е поголем од земјиниот за 73.5 пати, а неговата маса претставува 14.58 маси од Земјата. Средната густина му е 1.09 g/cm^3 . Гравитациската сила на површината на Уран е 0.82 (на Земјата =1).

Малата густина на планетата Уран се поврзува со нејзиниот состав, бидејќи се смета дека се присутни само лесни елементи во гасовита состојба, во која доминантна улога има водородот, хелиумот, помалку метанот и амонијакот. Бидејќи таа планета е многу оддалечена од Сонцето, се смета дека сончевата светлина е за 400 пати послаба од онаа на Земјата, која условува многу ниски температури (теоретски) од -180°C до -210°C . За Уран се познати 5 сателити, од кои последниот, Миранда, е откриен од американскиот астроном Џ. Којпер во 1948 година.

Нептун претставува осма планета во сончевиот систем, која е 4 495.6 km оддалечена од Сонцето. Таа е откриена во 1846 година. Во орбитата околу Сонцето се врти за 164.78 години. Пречникот на Нептун е 49 600 km, одддносно е поголем од земјиниот за 3.89 пати, а масата му е поголема за 17.26 пати. Средната густина му изнесува 1.61 g/cm^3 . Нептун има два сателита од кои едниот - Тритон достигнува пречник од 5 000 km. Во составот на Нептун има водород, амонијак и други гасови. Како резултат на многу ниската температура (помалку од -200°C) амонијакот на површината на планетата е замрзнат, што условува формирање на многу прозрачна атмосфера од водород со примеси на амонијак.

Плутон претставува деветта планета во сончевиот систем која е оддалечена од Сонцето 5 929 милиони километри. Оваа планета се врти околу Сонцето за 249.7 години, но со голем ексцентрицитет, така што некогаш Плутон е поблиску до Сонцето отколку Нептун. Пречникот на планетата е 2 700 km, а неговата маса е 4 пати помала од земјината.

Атмосферата на оваа планета уште не е проучена, но се претпоставува дека таа е во вечен мраз со температура пониска од -200°C до -230°C , бидејќи таа од Сонцето добива 1 600 пати помалку топлина отколку Земјата.

ДРУГИ ТЕЛА ОД СОНЧЕВИОТ СИСТЕМ

Астероиди. Во просторот помеѓу Марс и Јупитер се наоѓа прстен од стотици илјади, а можеби и милиони астероиди-планетоиди (сл. 3). Тоа се мали планети со многу различни димензии, од парчиња кои се со незначителна големина до крупни тела кои се нумерирани од страна на астрономите. Меѓу најкрупните познати се со следните пречници: Церера - 770 km, Палада - 490 km, Веста - 300 km и Јунана - 190 km.

Според астрономите, астероидите претставуваат расеан материјал кој при постанокот на Сончевиот систем од некои причини не формирал планета и не се присоединил кон други планети; се претпоставува дека причина за тоа е големото дејство на Јупитер.

Кометите претставуваат тела во Сончевиот систем, кои се набљудуваат од време на време на небото како маглини со осветлено јадро и издолжен опаш (или неколку опашки) кои се насочени во обратната страна од Сонцето. Јадрата на кометите се цврсти тела кои во пречник достигнуваат неколку km. Маглината што го опкружува јадрото се вика **кома**. Комите се составени од гас, прашина или се мешавина од гас и прашина. Со приближувањето на кометите кон Сонцето, од јадрото се одделува комата, дел од замрзнатиот материјал се топи и под дејство на сончевиот ветар се турка настрана од Сонцето, формирајќи опаш кој може да достигне должина од стотици до милион километри. Кометите се жешки тела, нивната светлина доаѓа од сончевото зрачење. При оддалечување на кометите од Сонцето нивната глава одново се зголемува, светлината брзо им се намалува, опашот се намалува и кометата повторрно станува како магловито петно со внатрешно јадро.

Спектралните анализи покажале дека во составот на кометите се присутни: C_2 , CN_4 , OH, CH, NH_2 , Na, Fe и Ni. По мислењето на С.В. Орлов, кометите настануваат при меѓусебни судири на мали планети, кои како резултат на експлозија настаната за време на тој судир, се распаѓаат на мали парчиња. При приближувањето на кометата до Сонцето, таа се загрева и се издвојуваат гасови кои ја формираат опашката на кометата.

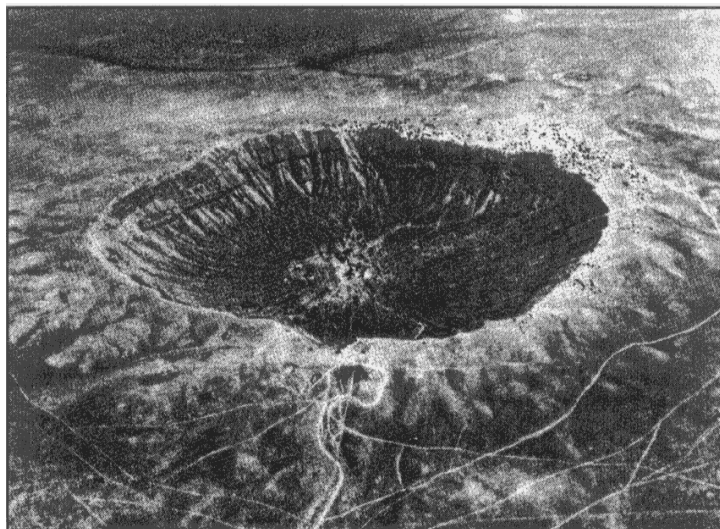
Метеоритите се најраспространети тела во Сончевиот систем. Во врска со постанокот на метеоритите постојат две гледишта: според едното, метеоритите доаѓаат (паѓаат) на Земјата од некои други оддалечени системи од Сончевиот систем, додека според другото гледиште метеоритите претставуваат парчиња од небески тела од Сончевиот систем.

Според современата класификација, во зависност од составот, метеоритите се поделени во три основни класи: 1. железесто-сидеритски, кои се составени претежно од никлоносно железо; 2. метеорити железо-каменести-сидеролити, кои содржат скоро рамномерно количество на железо и силикатни минерали и 3. метеорити каменити-аеролити, составени претежно од силикатни минерали со мало присуство на никлоносно железо.

Во составот на метеоритите се утврдени 63 елементи, а констатирани се и некои минерали кои не се присутни на Земјата (добрелит - $FeCr_2S_4$, левренсит - $FeCl_2$, муасонит - SiC, олјдгамит - CaS и др.). Голема улога во составот на метеоритите има никлоносното железо, оливинот, пироксените.

Пресматано е дека Земјата, во својата орбита годишно неколку пати пресекува орбити од мноштво од честички кои многу брзо се движат во своите орбити и во земјината атмосфера секој ден навлегуваат околу 8 милијарди такви честичици. Дел од тие кои влегуваат во атмосферата на Земјата од триењето се загреваат и испуштаат силна светлина и се сметаат за ѕвезди што паѓаат. Тие честички кои не паѓаат на Земјата се викаат метеори, за разлика од метеоритите кои паѓаат на Земјата.

Од досега познатите метеорити паднати на Земјата, метеоритот најден во југозападна Африка има тежина од 59 тони. Потоа е познат "тунгускиот метеорит", кој паднал во 1908 година, кој веројатно имал големи димензии, бидејќи при неговото паѓање на Земјата, експлозијата уништила шума во полупречник од 30 km. Во зависност од силата на ударот на Земјата, метеоритите формираат метеорски дупки - "кратери" со различни размери, од неколку cm до неколку метри, па и многу поголеми димензии. Еден од најкрупните кратери е кратерот Метеор во кањонот Диабло (околу Винслоу, држава Аризона-САД). Неговиот кратер има ширина од 1.6 km и длабочина од 150 m (сл.9, Геологија, Аллисон). Неговата форма е зачувана поради тоа што се наоѓа во аридна зона и покрај тоа што неговата старост се смета дека изнесува повеќе десетици илјади години.



Сл. 9 Кратер околу Winslow, држава Аризона.

Оваа инка (котел) има околу 1.6 km ширина и околу 150 m длабочина.

Се смета дека има метеорско, а не вулканско потекло.

3. ХИПОТЕЗИ ЗА НАСТАНУВАЊЕТО НА СОНЧЕВИОТ СИСТЕМ И ПЛАНЕТАТА ЗЕМЈА

За време на долгиот период на развојот на астрономијата и геологијата, изнесени се многу различни мислења и идеи за постанокот и еволуцијата на Сончевиот систем и Земјата. Сите тие, и покрај тоа што се поткрепени со многу факти, имаат карактер на хипотези. Меѓу стотиците публикувани хипотези за постанокот на Сончевиот систем и Земјата, постојат неколку кои имаат поголема популарност и одиграле значајна улога во развојот на науката и се од интерес да ги запознаеме.

3.1. ПРВИ КОСМИЧКИ ХИПОТЕЗИ

Хипотеза на Ж.Л.Л. Бјуфон. Во својот прв труд "Теорија на Земјата" (1749 год.), Бјуфон ја изнел хипотезата за формирањето на земјината топка како парче откинато од Сонцето, како резултат на паѓање (судрување) на Сонцето со космичко тело (комета). Тоа парче што било откинато од Сонцето се разлетало во околното пространство и така настанале одделни топки околу Сонцето.

Небуларна космичка хипотеза на Кант и Лаплас. Германскиот филозоф И. Кант и францускиот астроном и математичар П. Лаплас предложиле хипотези во кои изнеле свое гледиште за постанокот на планетите во Сончевиот систем.

Според хипотезата на И. Кант, изнесена во 1755 год. во делото "Општа историја на природата и теорија на небото, или опит за градбата и механичкиот постанок на светот според Њутновите закони", Сонцето некогаш било покриено со маглина, која била составена од честички, кои се движеле околу Сонцето во разни правци. Со текот на времето, како последица на судрување помеѓу честичките, дошло до извесно насочување во движењето на честичките и маглината почнала да се врти околу Сонцето. Потоа, според законот за општа гравитација, честичките почнале да се соединуваат во покрупни тела, кои довеле до формирање на Сонцето и планетите со новите сателити. Различната брзина во движењето на честичките и згрутчувањето на првичната материја при нивното судрување го условило движењето на небесните тела. По мислењето на Кант, Сончевиот систем во првобитната состојба била усвитена материја која постепено се ладела. Според таа хипотеза, со време Сонцето наполно ќе се олади.

Хипотезата на П.С. Лаплас била публикувана подоцна, во 1797 година, според која Сончевиот систем настанал од огромна маглина, составена не од цврсти честички, како што мислел Кант, туку од усвитен космички гас. За разлика од Кант, Лаплас сметал дека маглината имала и значајно движење. Тој ја развил теоријата на

небесната механика со што го објаснил движењето на телата во Сончевиот систем врз законот на општа гравитација. Според овој закон материјата постепено се згуснувала и во центарот на маглината формирала јадро. Ладењето и згуснувањето на маглината довело до зголемување на аголната брзина толку многу, што на надворешниот дел од масата почнало да се одделуваат делови од основната маглина во вид на прстени (обрачи), кои се вртеле во екваторската рамнина. Под дејство на се поинтензивно вртење околу својата оска се појавиле неколку прстени. Како пример за тоа, П.С. Лаплас ги земал постојните прстени околу Сатурн. Во одделни делови на тие прстени материјата била позгусната, која во иднина послужила за гравитација на материјата од другите делови на прстените и така постепено се зголемувале до размери на планети. Според него, ако во прстенот материјата била распределена рамномерно, тогаш доаѓало до формирање не на една планета, туку до повеќе мали планети (астероиди). Секоја планета се ладела и нејзиниот волумен се намалувал, а нејзината брзина на вртењето околу оската се зголемувала. Со оваа ротација на екваторот се издвојувале гасови од кои настанале сателитите на планетите. Планетите кои (на површината) се изладиле, се прекривале со цврста кора и на нејзината површина почнале да се одвиваат геолошки процеси.

Хипотезите на И. Кант и П.С. Лаплас имале огромно прогресивно значење во формирањето на научните погледи врз постанокот на светот, односно Сончевиот систем и обично се претставувале како заедничка хипотеза позната како "Небуларна хипотеза" на Кант и Лаплас. Хипотезата на Кант - Лаплас во тоа време ги објаснила многуте познати особини на Сончевиот систем, како што се: еднаков правец на вртење на планетите околу Сонцето, скоро кружна форма на орбитите на планетите, блиското совпаѓање на рамнините на тие орбити и др. Благодарение на простото објаснение на оваа хипотеза, таа доминирала во текот на повеќе од еден век. Таа хипотеза, иако прогресивна за своето време, во почетокот на XX век била отфрлена.

3.2. "КАТАСТРОФАЛНИ" КОСМИЧКИ ХИПОТЕЗИ

Катастрофалните космички хипотези за постанокот на Сончевиот систем се појавуваат во почетокот на XX век чии творци се Чемберлен, Мултон, Џ. Џинс и др.

Американскиот геолог Чемберлен и астрономот Мултон истапиле со т.н. "планетозимална хипотеза", според која, некоја звезда минувајќи близу до Сонцето имала големо гравитационо влијание, од што на Сонцето се појавиле огромни пореметувања, кои се издигнале до многу големи височини и настанало згуснување во неголеми цврсти тела "планетозимали", односно агрегати од кои настанале планетите. За

разлика од Кант и Лаплас, Чемберлен и Мултон сметале дека Земјата во првобитната состојба била ладна и нејзината маса била значително помала. Димензиите на Земјата се зголемувале постепено за сметка на непрекинатото паѓање на нејзината површина на метеорити ("планетозималите"). Внатрешната температура на Земјата се зголемувала како резултат на процесите на згуснување и прилепување на метеоритите: енергијата на движење преминувала во топлина.

Хипотезата на англискиот астроном Џинс била претставена во 1916 год. во многу популарна форма. Според него, некогаш до Сонцето се приближила звезда со големи размери која создала голема плима на Сонцето (сончевата прашина). Како последица на тоа, од Сонцето се откинал дел од гасовитата материја во вретенеста форма. Дел од таа материја се расејала низ космичкиот простор, а од останатиот дел настанале планетите.

Според оваа хипотеза на Џинс од различните делови на вретеното се формирале одделни планети. Така, од централните, подебели делови настанале големите планети (Јупитер и Сатурн), а од краиштата Меркур, Венера, Земја, Марс (од поблиските делови кон Сонцето), а Уран и Нептун (од оддалечениот дел од Сонцето). Бидејќи во почетокот планетите се движеле по многу растегнати орбити, повремено се приближувале или се оддалечувале од Сонцето. Кога се приближувале, Сонцето имало голема плимска (гравитациона) сила што довело од планетите да се откине дел од материјата, која веќе се наоѓала во течна состојба, а од која се формирале сателитите на планетите.

Во Сончевиот систем количината на движењето се наоѓа во изразита противречност со законот на распределба на моментот на количината на движењето во системот, кој е настанат од едно тело. Според небесната механика во планетите на Сончевиот систем е концентриран 98 % од моментот на количината на движењето на системот, а Сонцето има само 2 % и покрај тоа што на сончевата маса и припаѓа 99.86 % од целата маса на системот. Џ. Џинс го објаснува овој прекумерен момент на количество на движењето во планетите со дејството на свездата, која кога се приближила кон Сонцето и откинала голема струја од гас, создала огромен момент на количество на движење. Ова толкување на Џ. Џинс подоцна од Фесенков било отфрлено.

"Катастрофалните хипотези" освен својата оригиналност се карактеризираат и со многу добра математичка обработка. Основен недостаток на овие хипотези е малата веројатност на судрување на две ѕвезди во галаксијата. Според некои пресметки таа може да се случи еднаш за 10^{16} години, што укажува дека судирањето на ѕвезди е исклучително ретка појава за да може да се прифати како реалност.

Хипотезата на О.Ј. Шмит. Ото Јулевич Шмит, познат руски математичар, геофизичар и поларен истражувач, со неговите

соработници создава хипотеза за постанокот на Сончевиот систем, објавена во 1950 год. Според него, планетите се настанати од ладни-кондензирани облаци на гасови и прашина, кои Сонцето ги запленило пред повеќе милиони години и од нив формирало планети. Формирањето на планетите тој ги смета за заеднички проблем на астрономијата, геофизиката, геологијата и геохемијата. Суштината на неговата хипотеза се состои во соединувањето на цврстите тела, честичките на прашина.

О.Ј. Шмит смета, дека Сонцето, минувајќи низ екваторијалната рамнина на Галаксијата, повлекло со себе дел од материјата на некои од маглините (изградени од гасови и цврсти честички), и околу него настанале многу честички кои се движеле по елиптични орбити. Од таа материја подоцна се формирале планетите. И покрај тоа што Сонцето ги привлекувало честичките тие имале одреден ротациски момент. При судрувањето честичките губеле дел од својата кинетичка енергија, што условило честичките да се згуснат и да добијат посплосната форма. По значајното згуснување се создаваат определени јадра кои претставуваат почеток на формирање на планетите. При таквиот развој дел од честичките кои биле блиску до Сонцето паѓале на него, а тие што се наоѓале поодалечени, од надворешните страни, биле исфрлени настрана. На тој начин се објаснува положбата на групата на земните планети и тие од групата на Јупитер.

Земјата и сите други планети по мислењето на О.Ј. Шмит, во почетокот претставувале ладни тела и никогаш во првите етапи на својот живот не биле во усвитена состојба. Внатрешната температура на Земјата се појавила подоцна како резултат на нуклеарните процеси со распаѓањето на радиоактивните елементи. Со загревање на Земјата, се појавиле вулкани, почнале да се појавуваат земјотреси, движења на земјината кора, се појавила атмосферата и хидросферата.

Хипотезата на јадрена реакција - Хипотеза на В. Г. Фесенков. В.Г. Фесенков смета дека Земјата и другите планети се одделиле од Сонцето како резултат на процеси кои се карактеристични за самиот Сончев систем. Во суштина оваа хипотеза претставува враќање кон идеите на П. Лаплас, но механизмот на формирањето на планетите не е чисто гравитациско. Според Фесенков, тој механизам е поврзан и зависи од низа процеси поврзани со нуклеарното распаѓање на јадрото и фузијата кое се одвива непрекинато во внатрешноста на Сонцето. При тоа се земени тогашните достигнувања во нуклеарната физика.

Според Фесенков, еволуцијата на Сонцето претставува наизменично сменување на различни периоди со различна долготрајност. Во некои од тие периоди во внатрешноста на Сонцето настанувале непрекинати нуклеарни реакции со кои е поврзано големо издвојување на топлина - околу 20 милиони градиуси. Во тој стадиум Сонцето се раширувало, како резултат на високата температура. Потоа,

постепено некои од елементите кои учествувале во нуклеарните реакции се истрошени и процесите застануваат. Тоа условува извесно ладење и намалување на обемот на Сонцето, а со тоа и до зголемување на околуосното (ротационото) движење. Зголемената брзина од своја страна доведува до нарушување на стабилноста на сончевата маса. Ваквите периоди според Фесенков се релативно пократки (неколку стотини илјади години) и тогаш се одделува дел од масата на Сонцето во космичкиот простор, од која настануваат планетите. Одделната маса со себе однесува и дел од ротацискиот момент. Според тоа, Фесенков смета дека во раниот стадиум во развитокот на Сонцето се вртело околу својата оска со многу поголема брзина.

Со намалувањето на волуменот на Сонцето и зголемувањето на неговата брзина на ротацијата според законите на термодинамиката доведува до зголемување на температурата во неговите централни делови, со што повторно се одвиваат нуклеарни процеси со учество на нови елементи. Процесите продолжуваат додека се исцрпат тие елементи, со што доаѓа до ново ширење на Сонцето, а по исцрпувањето на елементите настапува повторно намалување на волуменот. Потоа се зголемува ротационата околуосна брзина, се нарушува рамнотежата на сончевата маса од која се откинува дел која претставува почеток на формирање на нова планета.

Според В.Г. Фесенков, планетите од земјиниот тип во периодот на нивното формирање имале состав кој бил близок до составот на сите други планети, но подоцна под дејство на сончевата топлина лесните (гасовити) елементи биле испарени и се зачувале само јадрата на битните планети, кои се составени претежно од тешки елементи.

3.3. ПРОТОПЛАНЕТНА ХИПОТЕЗА НА КУПОР

Во оваа хипотеза американскиот астроном Купор дозволува дека староста на Сонцето и сите планети е скоро иста и изнесува околу 5 милјарди години. Тој се базира на фактот дека меѓу ѕвездите главно доминираат двојните и повеќе ѕвезди. Купор мисли дека постанокот на Сончевиот систем е еднаков на генезата на ѕвездите, така што од првобитната гасово-прашката маглина се зародуваат две тела - една огромна протосвезда со температура околу 50 K и едно друго помало со маса од 6-10 % од масата на протосвездата. Материјата од тоа помало тело не се кондензира во вид на ѕвезда, а се расејува и од него се формираат планетите и кометите. Основна причина за тоа расејување се гравитациските сили на големата протопланета кои условуваат гравитацијска нестабилност. Општата маса на малото тело се крши на мали протопланети. Првобитната маса на одделните протопланети била многу поголема од сегашната, а нивниот состав бил ист како и на големото тело - Сонцето. Во текот на време, постепено, согревање

на Сонцето гасовитите хемиски елементи или соединенија се одделуваат од планетите (водород, хелиум, амонијак, метан и др.). Тоа особено се манифестира во планетите од земјината група, додека во надворешните планети заради пониските температури и послабото загревање тоа се одвива многу побавно. Затоа тие гасовити елементи во градбата на надворешните планети учествуваат значително. Според пресметката на Купор, општата маса на протопланетите првобитно била за околу 100 пати поголема од сегашната.

Големата експлозија (модел на инфлациона Вселена). Современите методи во астрономијата и астрофизиката во последните неколку десетици години од XX век доведоа до нови сознанија кои ја демантираат хипотезата за стационарната Вселена и одат во пролог на еволутивниот модел (модел на инфлациона Вселена).

Денес со сигурност е докажано дека вселената се шири, има цели соѕвездја кои се движат со брзина близу до брзината на светлината. Откритието на радио-сигнал кој подеднакво допира до сите страни на Вселената е јасен доказ за правата експлозија и ја детерминира староста на вселената на околу 10^{10} години.

Новите сознанија даваат можност за определување на изгледот на Вселената само неколку секунди после големата експлозија, односно од почетокот на ширење, кога температурата на праматеријата изнесувала неколку илјади милиони (10^9) степени и огромна густина. Постои хипотеза (на Хоукинс) дека Вселената настанала од ништо, во самиот почеток е дојдено до квантна нестационараност (големата експлозија) од кога е создадено времето, просторот и материјата.

Теоријата на квантната нестационараност го има за основа законот за симетрија на материјата и антиматеријата.

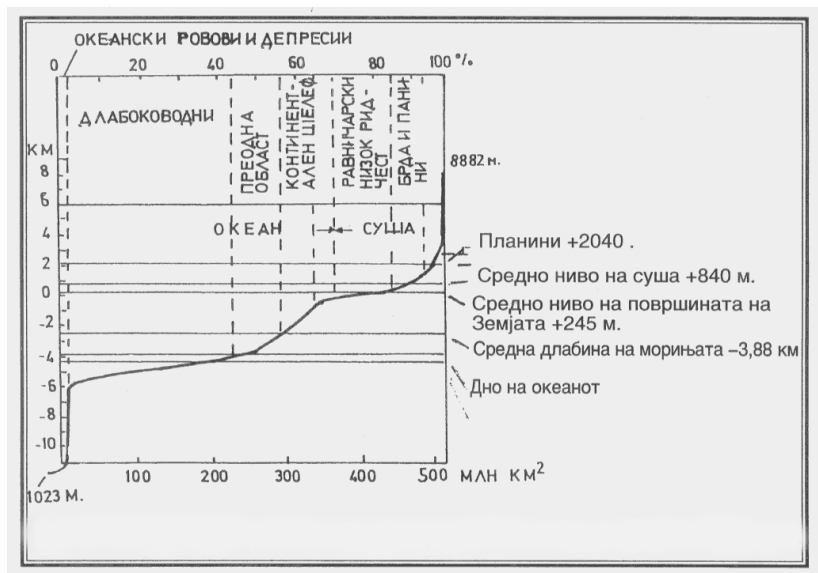
Во секој случај, денес е општо прифатен моделот на инфлациона Вселена. Прашање е дали Вселената ќе се шири бескрајно долго или во еден момент ќе почне да се намалува и да дојде во состојба на првобитната огромна густина или ќе исчезне (материја собрана со антиматерија ќе даде ништо). Сегашните сознанија укажуваат дека ако просечната густина на материјата во Вселената е поголема од $2 \cdot 10^{-26} \text{ kg/m}^3$, тогаш гравитациските сили во Вселената во иднина ќе го забавуваат ширењето и ќе дојде до собирање (концентрација) на Вселената, односно ако густината е помала, тогаш Вселената ќе продолжи да се шири.

1. ГРАДБА НА ЗЕМЈАТА, ФОРМА И ГОЛЕМИНА

За определување на формата и големината на Земјата се користат податоците од астрономските набљудувања, а исто така мерењата од самата површина на Земјата и од вселената.

Познато е дека Земјата се состои од цврста, течна и гасовита материја, кои се наоѓаат во одреден редослед, кои го градат внатрешното јадро и обвивките на планетата. Тие повеќе или помалку претставуваат правилни концентрични слоеви, кои се разликуваат помеѓу себе со нивните физички својства и состав. При определувањето на големината и формата на Земјата, надворешната гасовита обвивка (атмосферата) не се зема во предвид, бидејќи таа нема изразена горна граница. Гасовите во атмосферата се расејуваат постепено во меѓупланетарната материја. Но, и без атмосферата, формата на Земјата е многу сложена и не одговара на ниту една правилна геометриска фигура. Затоа при определување на димензиите и формата на Земјата се смета дека нејзината површина има форма на **геоид**, со претпоставена површина која се совпаѓа со нивото на водата во океаните при нејзино полно мирување и која мислено се продолжува под континентите. На тој начин, секаде на површината на геоидот, гравитациската сила би била насочена радијално кон неговиот центар. Во геодетските работи, сите апсолутни височини и длабини се поврзани со нивото на морето, односно со површината на геоидот.

Во текот на XX век се извршени бројни и многу поточни мерења од поранешните, од XVII век (Ж. Пикар) и XVIII век (Буге, Кондемин, Маперти, Клеро и др.), кои продолжуваат и во најново време со космички станици (истражни сателити). Особен интерес за формата и големината на Земјата претставуваат пресметките на рускиот научник А.А. Изотов. Според него (1940), формата на елипсоидот (наречен елипсоид на Красовски) отстапува од елипсоид на вртење и повеќе одговара на триосен елипсоид. Но, и елипсоидот на Красовски е земен да има форма на елипсоид на вртење, бидејќи ги упростува пресметките и дава резултати кои се корисни во праксата. Така, геоидот има форма на топка, која е незначително сплосната на половите, во која екваторијалниот полупречник е еднаков на 6 387 169 m, а поларниот полупречник е еднаков на 6 356 715 m (по податоците од истражните сателити или сонди). Земјата е топка со полупречник од 6 370 km.



Сл. 10 Географска крива линија по површината на земјината кора (по Г. Дитрих).

Површината на Земјата изнесува $510\,108\,000\text{ km}^2$. Волуменот е еднаков на $10\,831\,012\text{ km}^3$. Цврстата кора на Земјата се карактеризира со многу расчленет релјеф, со што е дефинирана положбата на сушата и морињата. Највисока точка на Земјата е планината Еверест, во Хималаите, со височина од $8\,848\text{ m}$, а најголеми длабочини се констатирани во Маринската депресија (бразда) во Тихиот Океан од $11\,022\text{ m}$. На тој начин, најголемата амплитуда во релјефот на земјината површина е претставена на хипсометричка крива (сл. 10), на која се прикажани односите на површините на Земјата со различни апсолутни височини и длабочини.

Ова претставува идеален профил на земјината површина од кој се гледа дека на копното доминираат височини помали од $1\,000\text{ m}$ (75 % од површината), а во океанот длабочини од $3\,000$ до $6\,000\text{ m}$. Средната височина на континентите е 840 m , а средната длабина во океаните околу $3\,800\text{ m}$. Од 510 милиони km^2 од површината на Земјата, површината под океаните изнесува 361 милион km^2 (70.8 %), а копното зазема само 149 милиони km^2 .

Планинските терени на континентите се претставени во вид на два појаса: едниот е околу брегот на Тихот океан и ги опфаќа планинските масиви на Источно-Азиските острови, Кордилјерите, Андите и Андите на Антарктикот. Највисока планина во овој појас се Аконкагва со височина од $6\,960\text{ m}$. Вториот појас ги опфаќа: Пиринеите, Атлас, Алпите, Апенините, Балканите, Кавказ, Памир, Хималаите,

планинските масиви на Индокина и Малајскиот архипелаг, со максимална височина од 8 848 m на Монт Еверест.

Океанската кора, односно океанското дно, во последните децении на XX век детално е изучено со геофизички методи како што се рефлексивна сеизмика, гравиметриски мерења, магнетометрија, мерење на топлинскиот ток и широко е применет сеизмо-акустичниот метод во морските наслаги.

Со овие истражувања се добиени многу нови параметри за релјефот на океаните и морињата чии основни податоци се прикажани во табелата II.

Табела II. Некои податоци за континентите и океаните

Континенти	Површина во мил. km ²	Висина во m		Океани	Површина km ²	Максимална длабочина во m
		средна	максимална			
Европа	11 609	300	5 663	Тихи	176 679	11 030
Азија	41 839	950	8 848	Атлантски	93 363	9 219
Африка	29 841	650	6 010	Индиски	74 917	7 450
Сев. Америка	24 259	700	6 187	Северен леден	13 100	5 220
Јуж. Америка	18 280	600	7 040			
Австралија и Океанија	8 963	400	5 030			
Антарктик	13 975	2040				

Волуменот на водата во океаните изнесува 1 370 104 km³, средната вредност на соленоста 34.482 %, а средната вредност на густината на морската вода е 1.025 g/cm³.

За составот и карактеристиките на надворешните обвивки на Земјата-атмосфера, хидросфера и биосфера, ќе стане збор во соодветните делови на оваа книга при разгледување на егзогените геолошки процеси.

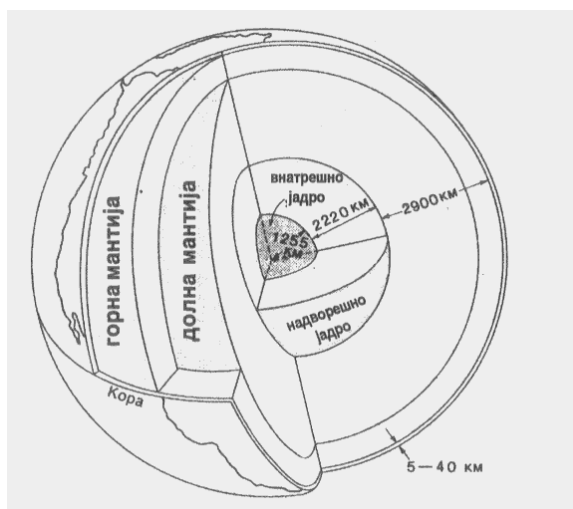
2. ЗЕМЈАТА И НЕЈЗИНИТЕ ФИЗИЧКО-ХЕМИСКИ ОСОБЕНОСТИ

2.1. ОПШТИ ПОДАТОЦИ

Директните набљудувања на Земјата се достапни само за нејзините најгорни хоризонти, за земјината кора, односно деловите што се откриени на површината или се откриени со истражни работи, со шахти, бунари и дупнатини. Максималните длабочини со дупчења при експлоатација на нафта достигнуваат 9 000 - 10 000 m, додека во Русија на Колскиот полуостров е реализирана дупнатина од околу 13 000 m.

При изучување на карпестите маси на површината на Земјата со геолошки методи, се изучуваат условите на залегање на најгорните делови од земјината топка, до длабочина од 10-20 km, а со нив може да се реставрира историјата на развитокот и составот на одделни минерали и карпи, како и средниот состав на површинските делови на земјината кора. Според меѓусебните односи на минералите може да се суди за геохемиските процеси и нивната законитост.

Градбата на подлабоките делови на Земјата, кои не се достапни на директно набљудување, се изучува со геофизички методи. Овие методи се базираат на изучување на природните или вештачките физички полиња кои се поврзани со едни или други физички својства на материјата од која се состои земјината топка. Меѓу овие геофизички методи познати се: 1. сеизмички, 2. гравиметриски, 3. магнетометриски, 4. геотермички, 5. електрични мерења и 6. радиоактивност.



Сл. 11 Градба на Земјата

СЕИЗМИЧКИТЕ МЕТОДИ ги изучуваат еластичните осцилации (сеизмички бранови) кои настануваат во телото на Земјата како природни појави поврзани со земјотресите и вештачки експлозии, од кои се определува брзината на распространување на брановите на различни длабочини. Оваа брзина зависи од односот на еластичните својства и густината на соодветните слоеви, што условува тие слоеви да се одделуваат, да се определи нивната длабинска положба и дебелина.

ГРАВИМЕТРИСКИТЕ МЕТОДИ го изучуваат гравитациското поле кое зависи од положбата на масите во Земјата и дозволуваат да се прават соодветни заклучоци за распределбата на густината на масата и на слоевите внатре во Земјата.

МАГНЕТОМЕТРИСКИТЕ МЕТОДИ се применуваат за изучување на магнетното поле на Земјата, со што се добиваат податоци за разместување на материјата во Земјата која има различни магнетски својства.

ГЕОТЕРМИЧКИТЕ МЕТОДИ го изучуваат температурното поле на Земјата, распространувањето на различни термички полиња со определен геотермички градиент и топлински ток внатре во Земјата.

ЕЛЕКТРОМЕТРИЈАТА ги изучува природните и вештачките електрични текови во Земјата и ни дава податоци за распределбата на карпите со различни електрични својства.

Брзината на распространувањето на сеизмичките бранови ни ги дава основните податоци за градбата на земјината топка. Во случај кога Земјата би била насекаде со иста длабочина и би се состоела од иста материја, со иста цврстина, густина и притисок, тогаш брзината на распространувањето на еластичните сеизмички бранови би била насекаде иста и брановите би се распространувале праволиниски.

Табела III. Зони во Земјата и својства на геосферите, по К. Булен (модел А и Б)

ЗОНИ		Интервал на длабочина во км.	Брзина на брановите во km/sec		Густина gr/cm ³		Притисок 10 ⁹ kg/cm ²	
			Vp	Vs	A	B	A	B
Земјина кора	A	0-33	5.57-7.6	3.36-3.7	3.32	3.32	0.01	0.01
Моховоричевиот дисконтинуитет								
Мантија на Земјата								
Горна мантија	B	33-400	7.8-9.0	4.4-5.0	3.64	4.07	0.14	0.15
Преоден слој	C	400-900	9.0-11.4	5.0-6.4	4.68	4.41	0.39	0.40
Долна мантија	D	900-2900	11.4-13.6	6.4-7.3	5.69	5.57	1.37	1.33
Граница на јадрото								
Надворешно јадро	E	2900-5100	8.1-10.4	Не се конста-тирани	11.5	12.0	3.17	3.22
Преоден слој	F	Околу 5120	10.4-9.5			15.0		3.33
Внатрешно јадро	G	5120-6370	11.2-11.3			17.3	3.64	3.94

Меѓутоа, нивното распространување е многу посложено, што е прикажано на табела III, каде се синтетизирани податоците од многу автори за веројатните значења на брзината на сеизмичките бранови, густината и притисокот внатре во Земјата (според К. Булен, 1958) и др.

На табела III густината и притисокот е дадена за долните граници на зоните (слоевите), додека за долната зона “Д” густината е прикажана над и под 2 900 km. На дадената табела, дебелината на горните хоризонти на Земјата (зона А) соодветствува на средната дебелина на земјината кора и покрај тоа што нејзината дебелина се менува во голем дел во одделни региони. Исто така се различни и физичките својства на земјината кора кои се променливи како вертикално така и хоризонтално. Долната граница на земјината кора е многу изразена со нагло зголемување на брзините на сеизмичките бранови. Таа била откриена од хрватскиот сеизмолог А. Моховичиќ.

Анализите од изучувањето на брзините на распространување на сеизмичките бранови во горната обвивка на мантијата (под земјината кора) укажуваат на присуство на слој каде брзините се намалуваат. Горна граница на овој слој со намалена брзина на сеизмичките бранови, се наоѓа на различна длабочина (од 45 до 140 km), така што под континентите тој е за два пати подлабок отколку под океаните. Намалувањето на брзините во овој слој се смета дека е поврзано со присуство на растопена и размекната материја во обвивката. Средно длабочините на распространување на слојот со намалени брзини на сеизмичките бранови изнесува од 100 до 250 km и тој е издвоен како посебен слој во горната обвивка како **Астеносфера**, додека слојот на обвивката што е над неа, заедно со земјината кора, ја претставуваат литосферата (каменитата обвивка). Во астеносферата се регистрирани бројни жаришта (огништа) на интермедијални земјотреси, а се претпоставува дека во неа никнуваат и магматски жаришта, така што астеносферата претставува веројатна зона на манифестација на поткорови течења кои ги условуваат вертикалните и хоризонталните движења во земјината кора. Затоа, астеносферата заедно со делот од неа што ја покрива обвивката и земјината кора се обединуваат во **тектоносфера**.

Бидејќи брзината на надолжните сеизмички бранови на длабочина од 2 900 km паѓа од 13.6 на 8.1 km, а напречните бранови се губат (гаснат), се смета дека материјата на надворешното јадро (зоната E) е течност, а преодниот слој е во услови на зацврстување. Внатрешното јадро (G) има својство на цврсто тело.

2.2. ГУСТИНА И МАСА НА ЗЕМЈАТА РАСПРЕДЕЛБА НА СИЛАТА НА ТЕЖАТА

Густината на едно тело претставува однос на неговата маса кон зафатнината, односно таа укажува колку маса е вклучена во единица зафатнина. Густината на материјата се изучува и лесно се определува со лабораториски методи. Меѓутоа, определувањето на густината на материјата во длабоките делови на Земјата се врши на два начина:

- определување на средната густина на Земјата (како општо тело) по пат на математички пресметки, со користење на законот на општа гравитација и познатите параметри за големината на Земјата;
- определување на густината на одделни делови од внатрешноста на Земјата, кое се добива како резултат на конкретни геофизички, односно сеизмички истражувања.

Масата на Земјата може да се пресмета ако се земе во предвид вредноста на забрзувањето на земјината тежа (гравитацијата) на нејзината површина со нејзината корекција (од влијанието на Месечината и Сонцето $1/7\ 000\ 000$ и $1/16\ 000\ 000$) влијанието на

центрипеталните сили кои достигнуаат $1/288$ дел од гравитациската сила на Земјата.

Густината на Земјата прв пат била определена од И. Њутн во 1736 год. Помеѓу 5 и 6 g/cm^3 . Натамошните пресметки ја уточнуваат густината и нејзината средна вредност е прифатена како 5.527 g/cm^3 . Таа вредност е повисока од густината на горните хоризонти на земјината кора, каде на многубројни примероци точно е определена густината на карпите (табела IV).

Табела IV. Средна густина на карпите во земјината кора

Име на карпата	Густина g/cm^3	Име на карпата	Густина g/cm^3	Име на карпата	Густина g/cm^3
гранит	2.5-2.8	варовник	2.4-2.7	гипс	2.25
сиенит	2.7-2.8	песочник	2.2-2.8	глина	2.20
диорит	2.8-2.9	мермер	2.7	сол	2.0-2.25
габро	3.0	гнајс	2.6-3.1	камен јаглен	1.2-1.5
дунит	3.2-3.3	дацит	2.6-2.8	лигнит	1.0-1.44
перидотит	2.6-2.8	базалт	2.6-3.3	вулкански туф	1.7-1.8
андезит	2.6-2.8	порфирит	2.8	нафта	0.7
дијабаз	2.9-3.0	анортозит	2.734	лиск. шкрилец	2.4-2.8

Од податоците прикажани во табела IV може да се заклучи дека во површинските делови, материјата што учествува во градбата на Земјата се карактеризира со густина, околу $2.6 - 2.7 \text{ g/cm}^3$.

Силата на тежата F_t на дадена точка зависи од силата на гравитацијата F_g и центрифугалната сила F_c .

$$\vec{F}_t = \vec{F}_g + \vec{F}_c$$

Гравитационата сила е $F_g = k \frac{M_z \cdot m}{R^2}$

$$\frac{kM_z}{R_z^2} = g \text{ -земјино забрзување;}$$

k -универзална гравитациска константа

$$k = 6,673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{N} \cdot \text{m}^2}{\text{kg}^2}.$$

Центрифугалната сила што се јавува поради ротацијата на Земјата околу својата оска на половите е нула, а на екваторот има своја максимална вредност. Споредбено со силата на тежата, таа е само $0,35\%$, што значи останатиот дел од $99,65\%$ отпаѓа на гравитациската сила. Нормалната вредност на силата на тежата се пресметува по формулата:

$$g_0 = 9.780327(1 + 0.0053024 \cdot \sin^2 \varphi - 0.0000059 \cdot \sin^2 2\varphi) \quad (\text{m} \cdot \text{s}^{-2})$$

Формулата е усвоена 1980 година од страна на Меѓународната Унија за геодезија и геофизика.

Определувањето на силата на тежата во дадена мерна точка не може директно да ни даде претстава за распоредот на густината на телата под површината на Земјата. Бугеовата аномалија е многу порепрезентативна за дефинирање на распределбата на густините во земјината внатрешност.

$$\Delta g = g_m - g_0 + (3.086 - 0.4193 \cdot \sigma) \cdot h$$

Δg - Бугеова аномалија

g_m - мерена вредност на силата на тежата или земјиното забрзување

g_0 - нормална вредност на силата на тежата или земјиното забрзување

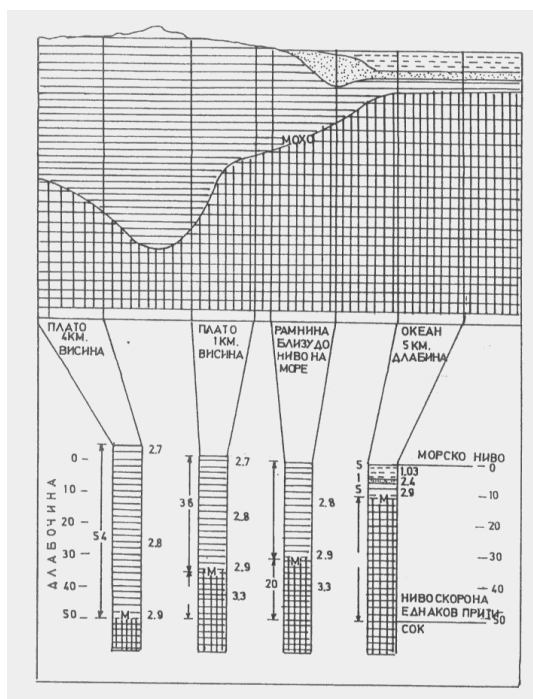
σ - густина на даден слој на мерната точка

h - висина на мерната точка во однос на морското ниво.

Овие аномалии на силата на тежата поврзани со релјефот се познати како аномалии “Буге”. Буге бил раководител на француската геодетска експедиција и прв пат констатирал гравитациски аномалии на Андите во Перу. Тие подоцна се потврдени на многу планински венци. Констатирано е дека над планинските масиви на континентите, бугеовите аномалии обично се негативни, односно се констатира “недостаток на маса” околу 500 mgal, додека во длабоките делови на океанските потолини со гравиметриски мерења се забележува “прекумерна маса” и аномалијата е поголема за 500 mgal ($1 \text{ mgal} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ cm/s}^2$).

Во средината на XIX век (1855) англиските астрономи Џ. Ери и Ф. Прат предложиле оригинална хипотеза за градбата на земјината кора, која подоцна (1889) од американските геолози Венинг-Мајнесу била наречена **изостазија** (грчки: *izostazis* - рамнотежа). Џ. Ери претпоставил дека земјината кора е составена од блокови, кои имаат иста густина, но различна дебелина (сл. 12).

Блоковите пливаат по многу погуста, но вискозна поткорина материја, така што по Архимедовиот закон се различно издигнати, односно дебелината на блоковите во планинските терени е поголема и истите се потонати на поголеми длабочини, додека во океанските депрсии (котлини) тоа е обратно и океанската кора е најтенка. Во тој случај поткориниот материјал од супстратот се преместува од под блоковите што се најпотонати кон тие што се најиздигнати.



Сл. 12 Принципална шема на изостатичката рамнотежа во земјината кора. Ова е поврзано со нееднаквата дебелина на земјината кора под континентите и океаните. Нивото скоро на еднаков притисок е на длабочина одмоколу 50 km. (Geology today - колективни автори).

Од своја страна, Ф. Прат претпоставил дека различната височина на блоковите од релјефот (на површината на Земјата) е поврзана со различната густина. Издигнатите терени се карактеризираат со помала густина, а ниските со поголема. Подината на овие блокови се сметала за хоризонтална површина. Бидејќи во првобитната форма оваа хипотеза е противречна на развитокот на Земјата (терените на планинските масиви по ерозијата би требало да добијат големи негативни аномалии, а на местата на котлините изразито позитивни). Следбениците на Прат ја дополниле оваа хипотеза со идејата на топење на материјата на кората на субстратот и ја поврзале со идејата на претекување на растопениот материјал под земјината кора. Затоа овие хипотези се сврзани и се сметаат како заеднички на Џ. Ери и Ф. Прат. Овој принцип на изостазија кој е поврзан со глобалните структурни елементи на Земјата, со океаните и континентите, не ги објаснува деталните аномалии кои се јавуваат во одделни региони. Тие аномалии се поврзани со локалните геолошки услови на градбата на земјината кора, како од составот, така и од структурите кои ги градат соодветните геолошки формации (комплекси).

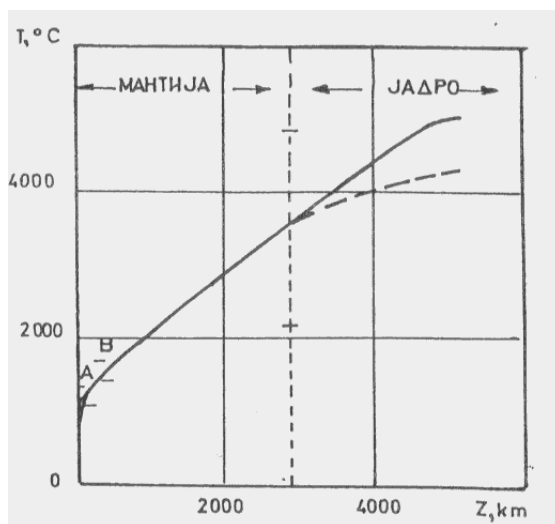
2.3. ТОПЛИНА НА ЗЕМЈАТА

Земјата се снабдува со топлина од три извори. Едниот од тие е Сонцето кое со своите топлински зраци го загрева површинскиот дел на литосферата. Другиот доаѓа од сопствената топлина која претставува нејзин внатрешен извор, што се наоѓа во внатрешноста на Земјата и води потекло од примарното загревање на материјата до усвитена состојба. Трет извор, кој е поврзан исто така со самиот развој на Земјата, е радиоактивно распаѓање на материјата која е носител на радиоактивни елементи. Обично двата последни извори на топлина, кои се поврзани со самиот развој на Земјата, претставуваат внатрешна топлина на Земјата, додека сончевата топлина, која доаѓа од страна, е надворешна топлина.

Надворешната, односно сончевата топлина, независно од нејзиното големо количество, има ограничено дејство кое ги зафаќа површинските делови на Земјата. Оваа енергија која претставува 99.5 % од сумата на топлина што ја добива површината на Земјата, е главен извор на геолошките процеси кои се одвиваат на Земјата. Меѓутоа, голем дел од сончевата енергија (топлина) се рефлектира (зрачи) обратно во пространството, а само незначително количество од неа проникнува до одредена длабочина во земјината кора. Ова проникнување е поврзано со топлопроводноста на карпите и варира во длабочина од неколку (2-4) до десетици (40) метри. Во внатрешноста на Земјата оваа енергија нема никакво влијание врз процесите што се одвиваат таму. Температурните промени, кои се набљудуваат во атмосферата поради смена на годишните времиња, потоа смена на денот со ноќта (поради вртењето на Земјата околу Сонцето и околу својата оска) имаат одраз врз топлината само на површинските делови на Земјата. Границата до која во земјината кора се чувствува влијанието на температурата на Сонцето, во зависност од атмосферските и климатските услови, се вика појас на постојана температура или неутрален температурен слој. Интересно е да се одбележи дека во париската опсерваторија пред повеќе од 100 години е поставен Лавоазијеовиот термометар на длабочина од 27.6 m, кој секогаш ја покажува скоро истата температура +11.6 °C (според некои +11.85 °C). Во Москва, на територијата на селскостопанската академија “Тимирјазев” поставениот термометар на длабочина од 20 метри постојано покажува температура од 4.2 °C. Во некои области, каде средната годишна температура е под нулата, температурата на неутралниот температурен слој е исто така под нулата (0 °C). Во тие терени површинскиот слој на земјината кора е постојано замрзнат.

Додека измената на температурите над неутралниот слој е условена од нерамномерното дејство на Сонцето (во зависност од климатските услови, односно годишните времиња), во длабочина од неутралниот слој, температурата зависи само од внатрешната топлина на Земјата, од составот и други фактори поврзани со градбата на земјината внатрешност. Зголемувањето на температурата во Целзиусови степени на единица должина во длабочина се вика **геотермички градиент**. Обратно, големината, односно растојанието на кое е потребно да се зголеми за да се покачи температурата за $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, се вика **геотермички степен**. На некои места температурата со длабочина многу побрзо расте, а на други многу послободно. На пример, додека за Европа геотермичкиот градиент средно изнесува $32\text{--}33\text{ m}$, тој за Азија, Австралија и Африка изнесува под 30 m ($23\text{--}27\text{ m}$), а во Северна Америка е околу 39 m . Со бројни дупнатини, тунели, рударски работи и друго се докажани многу различни вредности на порастот на температурата во длабочина. Така во една дупнатина во Трансилванија, температурата за еден степен се качува дури после 172.5 m . Во некои рудници во Германија геотермичкиот градиент (степен) се качува за еден степен на секои 5.5 m , но истиот пораст не е насекаде рамномерен, така што во еден ист терен тој може да биде многу варијабилен.

Ова ни укажува дека брзиот или бавниот пораст на геотермичкиот степен е во тесна врска со градбата на одредени подрачја-региони. Докажано е дека во вулканските региони постои многу побрз пораст на температурата, додека во континенталните плочи (платформи), тој пораст е многу побавен.



Сл. 13 Крива што покажува зголемување на температурата внатре во Земјата (според В.А. Магницкиј)

Изучувањето на топлинските процеси во земјината внатрешност претставува многу тешка задача и е една од најтешките претпоставки на геофизиката и геологијата. Тоа се објаснува со фактот дека на длабочина од 80-100 km, нашите можности да добиеме податоци за распределба на температурата, за распределба на топлинските извори и механизмите на нејзиното пренесување се скоро наполно ограничени. Ако ја користиме средната големина на геотермичкиот градиент (33 m) и допуштиме дека во длабина температурата се зголемува рамномерно, тогаш со елементарни пресметки би можеле да заклучиме дека на длабочина од 3.3 km температурата би требало да изнесува 100 °C, на длабочина од 40-50 km таа би достигнала 1 200-1 500 °C, а на околу 100 km таа би била околу 3 000 °C. Но, при таа температура ниту една материја на Земјата не може да се одржи во цврста состојба. Уште повеќе, пресметките на тој начин би не довеле дотаму дека во централните делови на планетата, температурата би достигнала околу 192 000 °C, на која Земјата не би била цврсто тело. Меѓутоа, најновите истражувања и проучувања врзани со температурата на внатрешноста на Земјата, укажуваат дека таа е помеѓу 5 000 и 6 000 °C (сл. 13).

За оваа цел се земени податоци од изучуваата на:

- топлинскиот ток на земјината површина ($1.2 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$);
- температурата на вулканските лави, кои се излеваат на земјината површина, а која изнесува 1 050 до 1 300 °C;
- температура на топење на најшироко распространетите магматски карпи;
- содржината на радиоактивната материја во карпите и метеоритите;
- електропроводноста на материјата и др.

Добиените цифри и покрај тоа што не се апсолутно веродостојни, сепак, ја одразуваат релативно објективно температурата на Земјата во одделните нејзини делови прикажани на кривата на зголемување на температурата во внатрешноста на Земјата по В.А. Магницкиј.

2.4. ПОТЕКЛО НА ВНАТРЕШНАТА ЗЕМЈИНА ТОПЛИНА

На прв поглед се мисли дека одредувањето на потеклото на земјината топлина што доаѓа од внатрешноста кон нејзината површина е релативно лесно. До пред откривањето на радиоактивноста доминирала претставата дека токот на топлината на Земјата е поврзан со нејзиното ладење од првобитно загреано тело како што се сметала таа. Од ваквите ставови јасно произлегува дека генерирање на топлинската енергија на Земјата отсуствува. Со откривањето на радиоактивноста се докажало дека распаѓањето на радиоактивните

елементи во Земјата создава такво количество на енергија, што нема потреба да се објаснува со хипотезата на ладење, при излучување на топлинскиот ток од Земјата. Напоредно со тоа, во последните десетлетија на XX век се појавија хипотези за формирање на Земјата во студена состојба (во претходните глави-хипотезата на О.Ј. Шмит и др.).

Според тие хипотези, внатрешноста на Земјата треба да има извори на топлина кои го формираат не само современиот топлински ток, кој се манифестира во горните делови на Земјата, туку создаваат и висока температура во внатрешноста на Земјата. Затоа може да се споредат релативните количества на топлина, кои Земјата постојано ги одделува во космичкиот простор, со неопходната температура која е потребна за поддржување во нејзината внатрешност.

Набљудувањата покажуваат дека годишните загуби на топлина изнесуваат $2.4 \cdot 10^{20}$ cal/год. Ако ја прифатиме староста на Земјата како 4.5 милијарди години, тогаш во историјата на Земјата вкупната потреба на топлината ќе биде $1.1 \cdot 10^{30}$ cal/год. Ако средната топлопроводност при постојан притисок е $0.3 \text{ cal/g}^3/\text{s}$ и масата на Земјата $5.977 \cdot 10^{27} \text{ g}$, тогаш може да се види дека за загревање на Земјата до 3000°C е неопходна топлина од $5.4 \cdot 10^{30}$ cal. Ова укажува дека за загревањето на внатрешноста на Земјата до температурите кои таму постојат, според разни пресметки се потребни и други извори. Меѓу нив ќе се задржиме на следните:

Радиоактивно распаѓање (радиоактивност). Распределбата и концентрацијата на атомите на радиоактивните елементи во земјината кора и во целата наша планета има особено значење, бидејќи при распаѓањето на тие елементи се ослободува топлина, која во голема мерка го определува топлинскиот режим на Земјата. Распаѓањето на радиоактивните изотопи доведува до ослободување на енергија од јадрото. Притоа, таа енергија се пренесува на алфа (α) и бета (β) честичките и се излучува во вид на гама (γ) зраци. Со распаѓање на изотопот, енергијата преминува во топлина. Најзначаен дел од топлината што се одделува сега во внатрешноста на Земјата е поврзан со изотопите U^{238} , U^{235} , Th^{232} и K^{40} . Периодите на полураспаѓање на тие изотопи се мерат со староста на Земјата. Затоа тие и денес претставуваат еден од главните извори на топлинската енергија. За количеството на радиоактивните елементи во различни типови на карпи, денес се познати многубројни податоци. На табела V се прикажани содржините на основните радиоактивни елементи во главните типови на карпи според А.П. Виноградов (1962). Од неа се гледа дека присуството на радиоактивните елементи во различни типови на карпи е многу нерамномерно. Нивното количество многу брзо се намалува при преминот од кисели кон базични и ултрабазични карпи.

Табела V. Средна содржина на радиоактивни елементи во главните типови на карпи

Радиоактивни елементи	МАГМАТСКИ КАРПИ				седиментни карпи (глини и шкрилци)
	кисели	интермедијарни	базични	ултрабазични	
R ²²⁶	1.2 · 10 ⁻¹⁰	6 · 10 ⁻¹⁵	2.7 · 10 ⁻¹¹	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹⁰
U ²³⁸	3.5 · 10 ⁻⁴	1.8 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻⁵	3 · 10 ⁻⁷	3.2 · 10 ⁻⁴
Th ²³²	1.8 · 10 ⁻³	7 · 10 ⁻⁴	5 · 10 ⁻⁷	5 · 10 ⁻⁷	1.1 · 10 ⁻²
K ⁴⁰	3.34	2.30	8.3 · 10 ⁻¹	3 · 10 ⁻²	2.28

Количеството на топлината од радиоактивното распаѓање на изотопите во текот на целата еволуција на Земјата, постепено се намалува од проста причина што количеството на тие елементи се намалува. Така, В.Г. Холпин смета дека ако сегашното радиоактивно распаѓање дава $40 \cdot 10^{16}$ cal/час, тогаш тој пред 3 милијарди години давал $228 \cdot 10^{16}$ cal/час, односно пет пати повеќе. Соодветно, се намалило и количеството на радиоактивните елементи во земјината кора.

Топлина како акумулација при формирањето на Земјата. Бидејќи допуштивме дека Земјата првобитно била во студена состојба, може да се претпостави дека уште два процеса (освен радиоактивното распаѓање) можат да доведат до нејзино загревање во процесот на формирање, а тоа се: ослободување на кинетичката енергија при судрувањето на честичките и нивното згуснување. Се смета дека при судирањето на честичките во време на формирање и зголемување на масата на Земјата, се одделувала енергија околу 9 000 cal/год. Тоа количество енергија претставува големо количество на топлина, непходна за загревање на внатрешните длови на Земјата до денешната температура. Но, голем дел од таа топлина се ослободила во околните простори, без да проникнува во земјината внатрешност.

Посуштествено зголемување на температурата се добива при згуснување во Земјата, со постепено зголемување на насобраните честички. При притисок на централните делови на Земјата од околу 3 000 bar, температурата би требало да се зголеми до 900 °C, која постепено се намалува кон пвршината.

Преобразба на енергијата од вртењето на Земјата во топлина. Како еден од можните извори за внатрешната топлина на Земјата е трансформацијата на енергијата во топлина од вртењето на Земјата. Познато е дека под приливното дејство на Месечината и Сонцето, брзината на вртење на Земјата постепено се намалува. Може да се претпостави дека периодот на вртење на Земјата за едно денонокие, по нејзиното формирање бил помал од 10 часа (помеѓу 2 и 4 часа). Г. Мекдоналд во 1964 год. Докажал дека намалувањето на брзината на вртење на Земјата од 3 до 24 часа треба да издвои вкупна енергија од $1.5 \cdot 10^{38}$ erga или 600 cal/год, за Земјата во целина. Ако таа топлина се

апсорбира од телото на Земјата во целина, тогаш темпеатурата во нејзината внатрешност би изнесувала 2 000 °C. Веројатно е дека голем дел од таа енергија се ослободувала во околниот простор или била распределена во одделни делови на земјината површина.

Топлина од сепарација на материјата во внатрешноста на Земјата. Во табела III е прикажано дека густината на материјата во различни делови (геосфери) на Земјата е различна. Според сите хипотези за постанокот на Земјата, се вршела сепарација (разделување) на првобитната материја која се сметала за релативно еднородна. Се смета дека разликата меѓу гравитациската енергија на еднородната Земја и на таа која е пресметана денес изнесува околу 10^{38} erga. Трансформирањето на таа енергија во топлина би довело до значително зголемување на температурата во нејзината внатрешност скоро до 1500 °C.

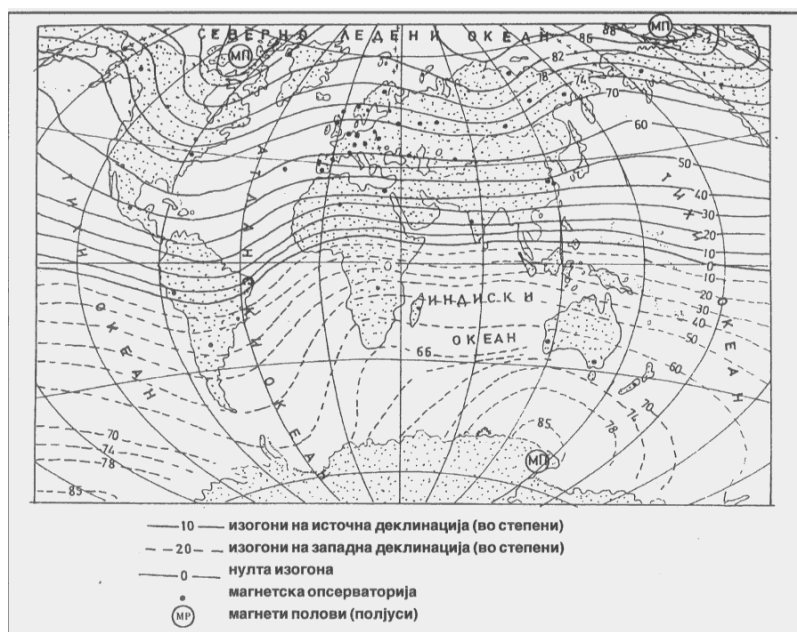
Докажаниот современ топлински ток кој минува низ земјината површина е поврзан со комбинираното дејство на наведените топлински извори, кои имале различно значење во толинската еволуција на нашата планета. Сите извори генерирале и генерираат доволно количество на топлинска енергија, за да го компензираат постојаното излачување на топлината од Земјата и енергијата неопходна за геолошките процеси кои се одвиваат во неа. Во последните децении се вршат специјални изучувања на внатрешната топлина со геолошки, геофизички и геохемиски методи познати како **геотермија**, чија основна задача е користењето на таа енергија за потребите на човекот.

2.5. МАГНЕТИЗАМ НА ЗЕМЈАТА

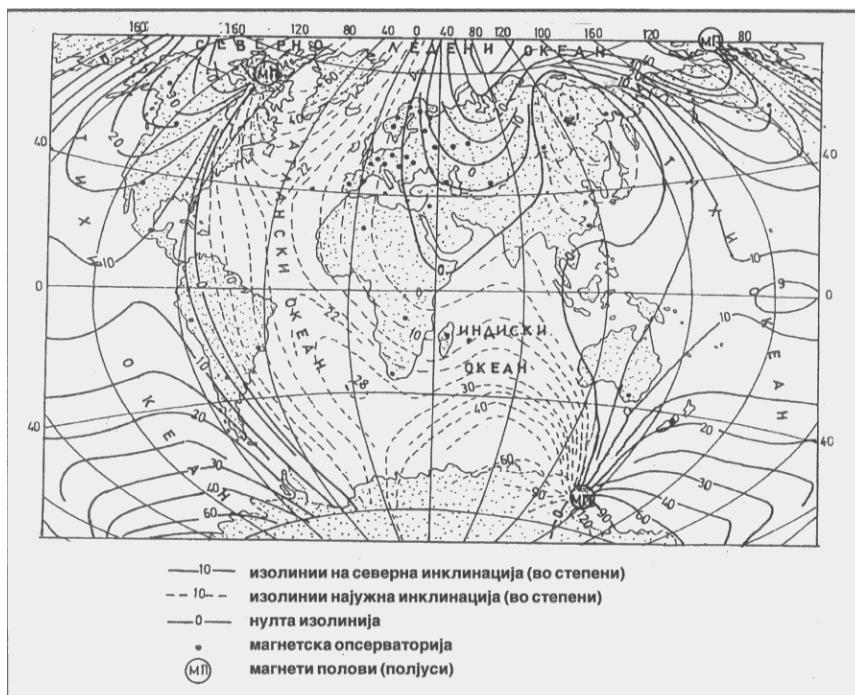
Магнетизмот на Земјата претставува нејзино својство (како космичко тело) условено од постоењето на магнетно поле околу неа. Со космичките истражувања е познато (за што стана збор во глава I) дека магнетно поле е присутно на планетата Јупитер, додека на Марс тоа е многу помало отколку на Земјата. На Венера и на Месечината отсуствува магнетно поле.

Магнетното поле на Земјата нагледно се манифестира со своето дејство на магнетна стрелка; слободно обесената магнетна стрелка во секоја точка од површината на земјината топка зазема определена положба со различна **деклинација** и различна **инклинација** (сл. 14 и 15).

Деклинацијата претставува агол помеѓу правецот на магнетната стрелка-геомагнетен меридијан и географскиот меридијан на даденото место. Таа може да биде источна и западна, а нејзината големина се менува во различни реони. Линиите што ги обединуваат точките со иста деклинација се викаат **изогони**.



Сл. 14 Магнетна деклинација за 1950 год.



Сл. 15 Магнетна инклинација за 1950 год.

Инклинацијата претставува агол на наклонот на магнетната стрелка кон хоризонтот. Во северната полутопка, северниот крај на магнетната стрелка е наклонет надолу, а во јужната- јужниот крај. Линиите што ги соединуваат точките со иста инклинација се викаат **изоклини**. Изоклината на која инклинацијата е еднаква на нула се вика **магнетен екватор**. Магнетниот екватор го сече географскиот екватор на источна должина 169° и западна должина од 23° и отстапува од него кон југ во западната полутопка и кон север во источната полутопка. Кон север и југ инклинацијата се зголемува и во местата на магнетните полови таа достига до 90° . Во магнетните полови се соединуваат сите изогони (сл. 14 и 15).

Магнетните полови ја менуваат својата положба скоро секоја година. Нежните осцилации во нивната положба се набљудуваат скоро секојдневно. Во 1870 година, положбата на северниот магнетен пол била определена со $78^\circ 31'$ северна ширина и $70^\circ 01'$ западна должина, а на јужниот пол $78^\circ 31'$ и $109^\circ 59'$ источна должина. Исто така се набљудуваат вековни, годишни и дневни осцилации во деклинацијата.

Разликите кои се набљудуваат во распределбата на елементите на земјиниот магнетизам од средното значење за дадена локација (подрачје) се вика **магнетна аномалија**.

Аномалиите можат да бидат регионални и локални. Регионалните се поврзани со огромни реони и вистинските причини за нив не се јасни. Локалните аномалии може да зафаќаат од неколку km^2 до неколку десетици илјади km^2 и обично присуството во површинските делови на земјината кора е поврзано со карпи богати со магнетни минерали на железо или концентрација на руди на железо. Една од најкрупните светски магнетни аномалии ја опфаќа Курската област (Русија) поврзана со концентрација на железна руда (железни кварцити). Оттука произлегува дека магнетните аномалии се поврзани со различните магнетни својства на карпите кои се магнетизирани со различен интензитет во магнетното поле на Земјата и тоа доведува нивниот магнетизам да биде паралелен со тоа поле. Современите проучувања на магнетните својства на карпестите маси покажале дека многу од карпите имаат заостаната магнетизираност која не е паралелна на современата ориентација на магнетното поле, што е поврзано со палеомагнетизмот.

При палеомагнетски истражувања се изучува заостанатиот магнетизам во карпите кој тие го добиле во времето на нивното формирање или подоцна како резултат на некои геолошки настани. Резултатите од палеомагнетските истражувања ни укажуваат на следното:

1. даваат можност да се утврди геомагнетното поле на карпите за време на нивното формирање;

2. укажуваат на патиштата на движењата на различните делови или блокови од земјината кора во изминатите епохи.

Палеомагнетизмот се изучува со специјални уреди- магнетометри на ориентирани примероци од карпи чија старост со други методи е веќе докажана. Добиените резултати, по математичка обработка, се нанесуваат на специјални стереографски мрежи во кои се добиваат истовремено резултатите за големината на деклинацијата и инклинацијата. Корелацијата на добиените резултати од остаточниот, реманентен магнетизам со аналогните мерења на остаточниот магнетизам од карпите со различна старост, може да ги проследи варијациите на магнетното поле за долги периоди од време на милиони и милијарда години.

Настанување (генеза) на Магнетното поле. Меѓу најпознатите теории за генезата на земниот магнетизам е теоријата предложена од Елзасер-Френкел (1965), според која течното јадро во Земјата што се врти, дејствува како динамо-машина во која како резултат на триењето (при вртење на планетата) настанува магнетизмот. Слично на обична динамо-машина, се појавува систем на електрични токови кои се константни. Тие токови, од своја страна, создават оскино магнетно поле. При многу силно вртење, примарното поле се засилува и ја одржува својата стабилност. Брзата промена на недиполното поле се објаснува со турбулентните движења на течноста во границите на јадрото и мантијата (обвивката), а неговото преместување во западен правец се поврзува со намалената аголна брзина на надворешната зона на јадрото во однос на обвивката. Динамометријата била успешно применета за објаснување на магнетните полиња на Сонцето и некои ѕвезди.

Според оваа теорија на динамометрија, оската на вртење на Земјата и оската на магнетното поле на Земјата треба да се совпаѓаат, односно повременото преместување на магнетните полови се следи и со истовремено преместување на географските полови (заклучок многу важен за геологијата). Така, изучувањето на заостанатиот магнетизам (палеомагнетизам) покажало дека положбата на магнетните полови и нивната близина кон географските полови, во текот на геолошката историја на Земјата, се менувала доста изразено. Тоа е во потполна согласност со палеогеографските и палеоклиматските податоци (на пример, во горен палеозоик, половите се наоѓале во современата екваторска област, каде во тоа време се формирале моќни површински ледници). Уште повеќе, определувањето на положбата на половите за еден континент, обично дава добри резултати. Меѓутоа, добиените податоци за различни континенти не се совпаѓаат и разликите се поизразени за постарите епохи. Поврзувањето на податоците за положбата на половите на различни континенти за минатите епохи од геолошката историја укажува дека тие од почетокот биле обединети во

еден континентален масив (со ова се потврдува хипотезата на мобилизмот, која е реактивирана со Глобалната тектоника - "Plate tectonics").

Изучувањето на магнетните аномалии има широка практична примена. Магнетометриските методи широко се користат за откривање на железни руди, боксити, полиметалични сулфидни руди (ако во нив се присутни феромагнетни минерали) и други минерални сировини. Овие методи се користат и за изучување на одделни структури, подземниот релјеф и др.

2.6. ХЕМИСКИ СОСТАВ НА ЗЕМЈАТА

Досегашните сознанија за градбата на Земјата како планета, укажуваат дека со сигурност може да се зборува само за хемискиот состав на горните делови на земјината кора и тоа со достапните проучувања до длабочина од 20 km. Од друга страна, познато е дека тенката земјина кора заедно со атмосферата и хидросферата претставуваат само еден незнатен дел (под 1 %) од општата маса на планетата. Меѓутоа, во подлабоките делови, особено во јадрото, проучувањето на хемискиот состав воопшто не е достапно и се базира само на претпоставки, а се поврзува со длабочинската диференцијација и останатите процеси кои го условиле петрографскиот и хемискиот состав на обвивките. Освен тоа, познато е дека магмите кои доаѓаат од поткоринити делови на Земјата ни даваат можност за поблиско изучување на хемискиот состав во тие делови, но веќе во подлабоките делови на мантијата и во јадрото, хемискиот состав е во границите на претпоставките. Покрај тоа, изучувањето на хемискиот состав на метеоритите од различен хемиски состав што се најдени на Земјата, исто така даваат можност да се врши компарација со составот на поедини обвивки на Земјата. Кога станува збор за одредување на хемискиот состав на Земјата, јасно се издвојуваат сознанијата за тој состав на земјината кора од составот на внатрешните делови на Земјата.

Хемискиот состав на надворешната обвивка на Земјата или литосферата, е одреден врз база на изучување на составот на магматските карпи кои содржат оксиди на Fe, Mg, Na и K, а седиментните малку повеќе вода.

Во составот на магматските карпи, посебно значење има SiO₂ кој е застапен во голема мерка, од 40 % во ултрабазичните карпи до 71 % во киселите карпи, пред сè во гранитите. Оксидите на Fe повеќе се застапени во ултрабазичните карпи, а оксидите на Al се повеќе застапени во киселите карпи. Има разлика и во застапеноста на Mg, кој во киселите карпи е присутен до 2 %, а во базичните и ултрабазичните од 7.5 до 40 %.

Во седиментните карпи SiO_2 е застапен пред се во песочниците, каде достигнува преку 75 %, додека многу малку е застапен во карбонатните карпи (до 5 %). Од друга страна, оксидот CaO доминира во варовниците (преку 40 %), додека во песочниците тој е застапен до 5 %. Вакви разлики се набљудуваат и во присуство на други елементи кои се различно застапени во поедини делови на литосферата.

На изучување на хемискиот состав на земјината кора до длабочина од 16 km, американскиот хемичар Кларк Франк Бјулсуорт (1847-1931 год.) посветил повеќе од 40 години. Неговите резултати првпат биле објавени во 1889 година. Кларк сметал дека 95 % од цврстата земјина кора до длабочина од 16 km е составена од магматски карпи, а 5 % од седиментни карпи. Бидејќи седиментните карпи се составени од магматските, тој сметал дека за да се претстави составот на горните хоризонти на земјината кора, потребно е само да се определи средниот состав на магматските карпи од кои се составени тие хоризонти. При проучување на средниот хемиски состав тој ги применил резултатите од 6 000 анализи од различни карпи и го зел нивното средно аритметичко значење. Подоцна овој метод бил разработен од руските научници В. Вернадскиј и посебно А. Ферсман. Така на пример, Ферсман наместо процентуалното учество на поедини елементи во литосферата вовел термин “тежински кларк” со што докажал дека постои разлика во утврдувањето на елементарниот состав на земјината кора. Денес во тој поглед има два пристапа:

1. со користење на тежинскиот кларк, односно тежинскиот дел на поедини елементи во литосферата;
2. со користење на атомскиот кларк, кога учеството на елементите се определува врз основа на атомската тежина.

Табела VI. Средна содржина на хемиските елементи во Земјината кора и во Земјата во целина (според Виноградов)

Елементи масени кларк %	Земјина кора	Земја во целина	Распоред на елементите	
			во кората	во Земјата во целина
Кислород-O	49.13	21.17	1	2
Силициум-Si	26.00	14.50	2	3
Алуминиум-Al	7.45	1.80	3	7
Железо-Fe	4.20	39.76	4	1
Калциум-Ca	3.25	2.52	5	6
Натриум-Na	2.40	0.40	6	9
Калиум-K	2.35	0...	7	
Магнезиум-Mg	2.35	8.70	8	4
Водород-H	1.00	0.00	9	
Никел-Ni	0.003	3.16		5
Сулфур-S	0.03	0.6		8

Врз база на досега насобраните податоци за хемискиот состав на земјината кора и горната обвивка (мантијата), како и споредба на составот на Земјата со метеоритите, можно е да се дадат приближните односи на елементарната содржина на литосферата на Земјата.

Од табелата се гледа дека во составот на литосферата скоро половината од застапените елементи е кислородот, додека неговиот состав во Земјата во целина изнесува една петина.

Според застапеноста на елементите, А. Виноградов (1962 - дополнета) издвојува 8 групи елементи:

I група: максимална содржина (преку 1 %) = 8 елементи, (O, Si, Al, Fe, Ca, K, Mg) = 99 %

II група: висока содржина (0.1-1 %) = 3 елемента, (Ti, H, Mn)

III група: повисока содржина (0.01-0.1 %) = 9 елементи, (P, F, Ba, S, Sr, C, Cl, Zr)

IV група: средна содржина (0.001-0.01 %) = 18 елементи, (V, Cr, Zn, Ce, Ni, Cu, Nd, Li, La, Nb, N, Ca, Co, Pb, Th, B, Se)

V група: блиска содржина (0.0001-0.001 %) = 21 елемент, (Pr, Sm, Gd, Dy, Tb, Cs, Be, Yb, Er, Sn, Ur, Ta, Br, As, Ho, Ge, W, Eu, Mo, Hf, Tl)

VI група: минимална содржина (0.0001-0.00001 %) = 6 елементи, (Lu, Sb, I, In, Tm, Cd)

VII група: средна содржина (0.00001-0.000001 %) = 5 елементи (Hg, Ag, Se, Ar, Pd)

VIII група: изразито средна содржина (помалку од 0.000001 %) = 29 елементи, (Bi, Pt, Au, He, Te, Rb, Ir, Re, Os, Ru, Ne, Kr, Xe, At, Tc, Pm, Po, Pu, Fr, Ra, Ae, Am, Pa, Bk, Cf, Cm, Np, Cb).

На тој начин 99 елементи, распоредени во 8 групи, можат понатаму да се групираат во две групи: I-та, главна, од 8 елементи и II-та (заедно од II до VIII група) од 91 елемент.

Со изучувањето и споредувањето на хемискиот состав на Земјата, Месчината и планетите од Сончевиот систем, па и пошироко, може да се констатира единство во градбата на сите небесни тела, но со таа разлика што меѓу нив има одделни отстапувања во содржината, во зависност од состојбата на тие тела и степенот на нивниот развој.

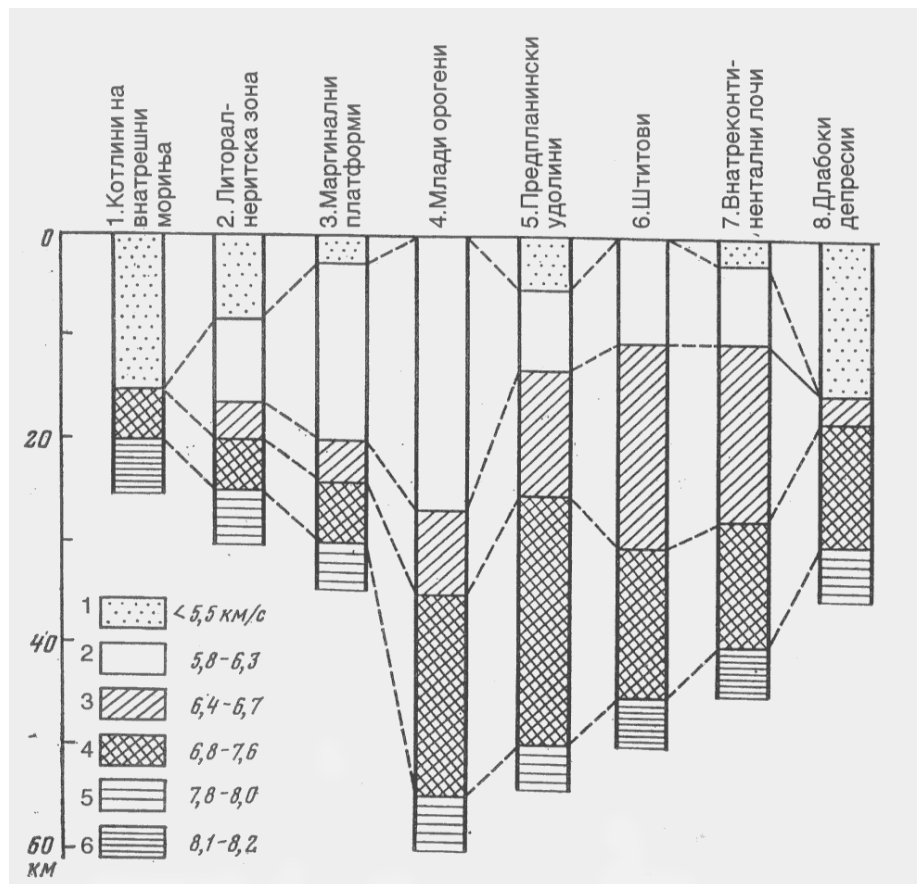
1. ГРАДБА И СОСТАВ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА

Земјината кора претставува тенка надворешна обвивка на Земјата, изградена од седименти и кристалести крпи кои лежат над Мохововичиќевиот дисконтинуитет (површината на Мохо). Таа во својот развикот е тесно поврзана со меѓусебното дејство на надворешните цврсти хоризонти на планетата, на литосферата со атмосферата, биосферата и хидросферата, од една страна и од дејството на подинскиот субстрат, од друга страна. Дебелината на земјината кора не е насекаде иста. Нејзиниот состав е хетероген и постојано се менува во различни правци. Староста на нејзините оделни делови е различна со многу големи варијации. Така, градбата на земјината кора е многу хетерогена и се менува како во хоризонтален, така и во вертикален правец. Во едни нејзини делови, карпите што ги градат горните хоризонти лежат хоризонтално, а во други делови тие се интензивно деформирани, дислоцирани во набори и искршени со раседи, пукнатини и др. Многубројните пукнатини и раседи послужиле како канали низ кои дошло до движење, од длабоките делови на Земјата, на магматски растопи и рудоносни раствори.

1.1. МОДЕЛИ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА СПОРЕД НЕЈЗИНИТЕ ФИЗИЧКИ СВОЈСТВА

Во прво време земјината кора ја претставувале како хомогена, потоа слоевито-хомогена и паралелно-градирано-хомогена, потоа слоевито хетерогена со брзи измени во хоризонтален правец.

Како резултат на изучување на земјината кора со сеизмички методи (од регистрација на земјотресите, силните индустриски и нуклеарни експлозии, а исто така и од геофизичките истражувања познати како DSS методи), направена е класификација на земјината кора, според која, во зависност од брзината на распространување на сеизмичките бранови, се издвоени следните основни слоеви: седиментен (брзина помала од 5 km/s), гранитен (брзина околу 6 km/s), базалтен (брзина околу 6.5-7 km/s) (сл. 18). И.П. Косминскаја издвојува четири типа на земјина кора: континентална, субконтинентална, океанска и субокеанска.



Сл.16 Брзини на сеизмички бранови на различни структури на континентите. Брзина на слоевите (од горе надолу) 1. седиментен; 2. горен слој на консолидирана кора; 3. среден; 4. долен; 5,6. брзини на горната мантија.

Континенталниот тип се карактеризира со присуство на три слоја со различни брзини на сеизмичките бранови. Во некои случаи може да отсуствува седиментниот слој, а базалтниот слој не е многу јасно изразен. Во овој тип на земјина кора задолжително е присуството на гранитниот слој со брзина околу 6 km/s (сл. 16).

Океанскиот тип на кора се карактеризира со отсуство на гранитниот слој и со брзина на сеизмичките банови од 6.5-7 km/s.

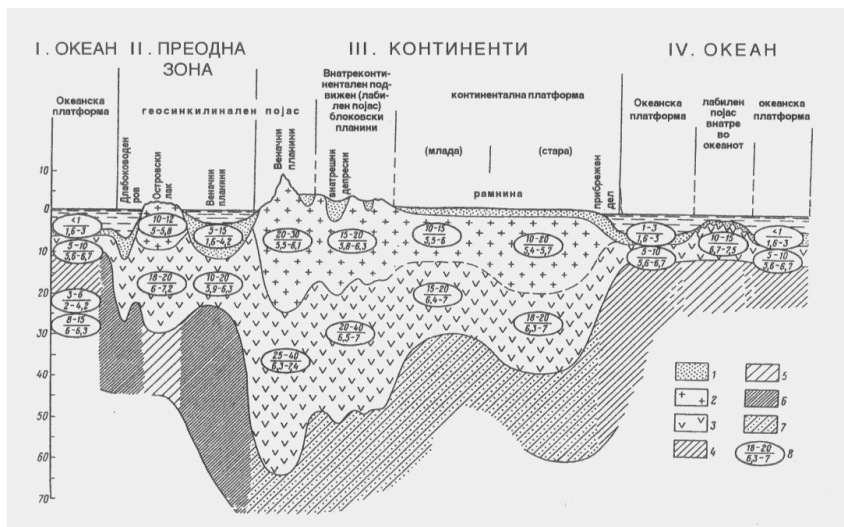
Овие два типа на земјина кора се главните типови и границата помеѓу нив се наоѓа на длабочина во морињата од 2 000 до 3 500 метри во различни подрачја на океанското дно. Следните два типа се споредни во однос на главните типови и се издвоени врз база на детални сеизмички истражувања.

Субокеанскиот тип на кора, според составот е близок на океанскиот тип, но се разликува по тоа што во неговиот профил многу е застапен седиментниот слој, чија дебелина е слична на дебелината на слојот чија брзина е 6.5-7 km/s, додека слојот со брзина од 6 km/s отсуствува. Со таква кора се карактеризираат котлините во рабните и внатрешните мориња како што се: Касписко, Црно Море, Јапонско, Охотско, Берингово, Карипско и други.

Субконтиненталниот тип на кора е поврзан со делови од земјината кора каде се присутни некои вулкански острови и островски лакови и делови на копното што се околу нив, а се карактеризираат со брзини од 6-6.5 km/s.

На сл. 16 се прикажани брзините на сеизмичките бранови во карпите застапени во земјината кора. Во седиментниот слој тие варираат од 1.6 до 4.7 km/s, во гранитниот слој од 5.5 до 6.3 km/s, додека во базалтниот слој е од 5.6 до 7 km/s.

Покрај издвоените типови на земјина кора според Косминскаја, постојат и други поделби според кои се издвојуваат до 9 типови, но сепак, најзастапени се три типа и тоа: океански, континентален и преоден тип. Во последниот тип се вклучени делови од земјината кора кои не се типични ни за океанскиот, ни за континенталниот тип, туку претставува комбиниран тип.



Сл. 17 Основни типови на земјината кора и нејзини главни структурни Елементи (по Хаин, 1964);

1. сидиментен слој; 2. гранитен слој; 3. базалтен слој; 4. горна мантија од перидотитски состав со нормална густина; 5. горна мантија со намалена густина; 6. горна мантија со зголемена густина; 7. горна мантија од еклогитски состав; 8. карактеристика на слоевите (однос на средната дебелина во km и брзината на сеизмичките бранови km/s).

2. МИНЕРАЛОШКО-ПЕТРОГРАФСКИ СОСТАВ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА

Земјината кора, како надворешен дел од литосферата на Земјата е главен предмет на изучување во геологијата. Изучувањата се вршат во различен обем и тоа од многу детални, кои се состојат од изучувањето на хемискиот состав на различни елементи и нивни составни делови, до многу крупни кои опфаќаат цели континенти и литостратиграфски плочи, па сè до Земјата во целина. Во таа смисла, во изучувањето на земјината кора, геолозите издвојуваат две важни групи и тоа: минерали и карпи.

Минералите претставуваат природни хемиски и структурни индивидуални тела, приближно еднородни по хемиски состав и физички својства. Тие се продукти на физичко-хемиските процеси кои настануваат во земјината кора. Минералите претставуваат составни делови на карпите, рудите и другите минерални тела, кои ја градат земјината кора. Тие првенствено се во цврста состојба, но ретко се појавуваат и како течни. Цврстите минерали се карактеризираат со посебни хемиски и физички својства, што е поврзано со нивната кристалеста градба и хемискиот состав на материјата од која се составени.

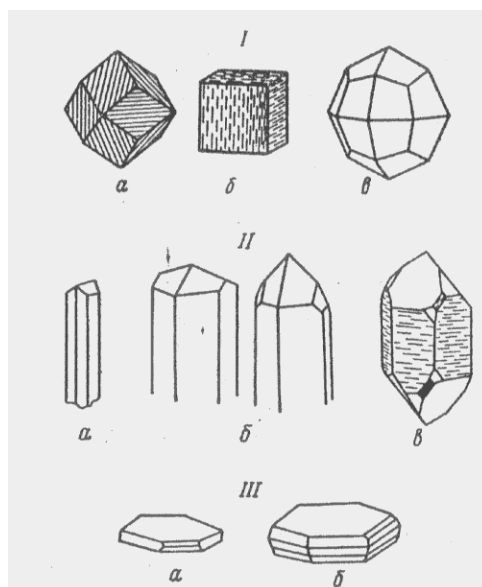
Форма на минералите. Основната маса на минералите се среќава во форма на неправилни зрна, кои имаат само внатре кристална решетка, додека добро оформени кристали се среќаваат многу ретко. Според А.Г. Бетехин, кој во дефинирањето на обликот на минералите ги зема односите на трите оски (тридимензионалната градба), природните минерали ги дели во три групи и тоа (сл. 18):

1. Изометриски форми, со еднаков развиток во сите три правци, на пример октаедрите на магнетитот, кубната форма во пиритот и др. (сл. 18 I);

2. Форми издолжени во еден правец- призматични, столбчести, игличести и др. (сл. 18 II);

3. Форми издолжени во два правци во однос на третиот кус правец- табличести, листести и лушпести кристали (сл. 18 III).

Освен овие морфолошки белези кои имаат голема улога во дијагностиката на минералите, се применуваат и бројни физички својства на минералите кои ги карактеризираат нивните квалитети кои се неопходни при нивна експлоатација и примена во индустријата. Најважни од тие својства се следните: специфична тежина, цврстина, цепливост, боја, провидност, магнетни и електрични својства и др.



Сл. 18 Кристални форми на минералите

I. Изометриски кристали: а) магнетит; б) пирит; в) гранат; II. Кристали здолжени во еден правец: а) барит; б) антимонит; в) кварц; III. Кристали издолжени во два правца со многу раток трет правец: а) барит; б) хлорит.

Специфичната тежина зависи директно од хемискиот состав на минералите, од типот на кристалната решетка и од нивната густина. Земено во целина, минералите во чиј состав влегуваат елементи со поголема специфична тежина се потешки. Специфичната тежина во различни минерали варира од $1-21 \text{ g/cm}^3$ (табела IV-1). Лесните минерали имаат специфична тежина од $0.6-2.5 \text{ g/cm}^3$, меѓу кои се: сулфур, гипс, камена сол и др. Средните се со специфична тежина од $2.5-4 \text{ g/cm}^3$ (кварц, галит и др.), додека тешките минерали се со специфична тежина над 4 g/cm^3 и кон нив припаѓаат минералите: барит, бакарни и железни рудни минерали, самородни метали и др.

Тврдината на минералите претставува многу важен дијагностички елемент. За определување на тврдината на минералите се користи скалата на *Moos*, во која како примери за основната цврстина се земени 10 минерали и тоа:

Тврдината на секој од дадените примери е одредена така што секој минерал го загребува минералот пред него, а се гребе со оној што следи. Така на пример, калцитот прави гребнатина на гипсот, а се гребе од флуоритот. Тврдината на минералите 1 и 2 се определува и со гребнатина со нокт, 4 и 5 не гребат сакло, додека од 6 до 8 врз стаклото прават гребнатини.

минерал	хемиски состав	тврдина
талк	$\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	1
гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2
калцит	CaCO_3	3
флуорит	CaF_2	4
апатит	$\text{Ca}_5(\text{F,Cl})(\text{PO}_4)_3$	5
ортоклас	$\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	6
кварц	SiO_2	7
топаз	$\text{Al}_2(\text{F,OH})_2(\text{SiO}_4)$	8
корунд	Al_2O_3	9
дијамант	C	10

Цепливост. Ова својство на минералите е поврзано со нивната способност да се цепат по одделни правци и да формираат сјајни рамнини, кои обично се поврзани со некои површини од кристалите. Во зависност од карактерот на цепливоста во минералите, таа се градира во различни степени на изразеност и тоа: многу совршена, совршена, јасна, несовршена и нејасна.

Многу совршената цепливост е изразена во лискунските минерали, каде цепањето е во еден правец и се врши многу лесно во вид на тенки ливчиња (биотит, мусковит и др.).

Совршената цепливост е изразена во многу меки минерали, кои при удирање се дробат на ситни минерали со површини по кои тие се споени и истите имаат правилна кристална форма (галенит PbS и калцит CaCO_3).

Јасната цепливост се манифестира кај минералите кога при удар се гледаат само делумно рамни површини на кристалите, но делумно се искршени во случајни правци (амфиболи, фелдспати и др.).

Несовршената цепливост се манифестира во минералите кај кои при кршењето многу тешко може да се најде рамнина поврзана со кристалната (каситерит, апатит, кварц).

Нејасната цепливост е карактеристична за минералите во кои при кршење не се забележуваат рамни површини (магнетит, корунд).

При кршење на минералите тие се издвојуваат или по рамнини кои ги соединуваат кристалите или се кршат по нерамни површини, кои се наречени прекршувања. Затоа, за еден ист минерал може да стане збор за негова цепливост во еден правец, а во останатите правци се карактеризира со поимот прекршување. Прекршувањето може да биде правилно, школкасто, нерамно, зрнесто и др.

Боја на минералите. Кај многу минерали бојата претставува карактеристична особина за нивно распознавање, додека кај многу минерали бојата има променливо својство, што зависи од разни примеси

или од други фактори кои не се поврзани со самите минерали и затоа користењето на бојата на минералите за нивно одредување треба да е многу внимателно. Бојата на минералите зависи од нивниот хемиски состав, од нивната структура (кристална решетка) и од примесите. Како главни примеси-хромофори, елементи носители на боја се: титан (сива, црвена и црно-зелена), ванадиум (црвена, црвено-кафеава и жолта), манган (розова, темноцрвена, црна), хром (црвена, изразито зелена, виолетова, жолта, портокалово-црвена), железо (црвена, жолто-кафеава, темнозелено-маслинеста, црна), кобалт (розова, црвена, маслинесто-зелена, сина, кафеава, црна, жолто-зелена, жолта). Како обојувачи се јаваат и јоните на молибден, волфрам, јод, уран и др.

Физичкото влијание на бојата во минералите е поврзано со нивната способност да апсорбираат или пропуштаат светлина. Кога светлината минува низ минералите, без да се апсорбира од нив, тогаш бојата зависи од апсорбираните зраци. Многу често бојата на минералите се менува во зависност од големината на кристалите или минералните зрна. Исти минерали смелени во прав имаат различна боја отколку кога се наоѓаат во крупни кристали и зрна.

Провидност. Според провидноста минералите се делат на: 1. провидни (кристали на кварц, исландски калцит), 2. полупровидни (опал, калцедон) и 3. непровидни (пирит, магнетит, графит). Многу минерали кои се непровидни во поголеми парчиња, во тенки плочки и препарати се провидни и под оптички инструменти (микроскоп и др.). Во зависност од правецот на ориентација, минералите можат да даваат различни бои, во зависност од прекршувањето на светлината и нејзината дисперзија.

Сјај. Интензитетот и карактерот на сјајот се дефинираат со два фактора: со интензитетот на прекршување на светлосните зраци и со коефициентот на нивното апсорбирање. Минералите кои се со висок коефициент на апсорпција имаат металичен сјај и се непровидни и во вид на тенки плочки и препарати. Со металичен сјај се карактеризираат пред сè самородните метали (злато, сребро, платина и др.), потоа бројни минерали кои се соединенија помеѓу сулфурот и металите (галенит, пирит и др.).

Стаклестиот сјај е карактеристичен главно за провидните минерали (кварц, флуорит и др.) каде индексот на прекршување на светлосните зраци изнесува 1.3-1.9. Освен споменатите, се издвојува седефест сјај (кој е условен од прекршувањето на светлината од внатрешните површини на минералите), свилест сјај кој е карактеристичен за влакнести минерали (азбест и др.). Исто така се издвојуваат: мастен сјај (за навлажнета површина на камена сол, самороден сулфур, нефелин и др.) и дијамантен сјај за минерали со индекс на прекршување на светлината 1.9-2.6 (циркон, каситерит, дијамант и др.).

Магнетни својства. Мал број од минералите се карактеризира со многу изразени магнетни својства, така што дел од нив сами претставуваат магнети, односно претставуваат феромагнети и привлекуваат кон себе прашкасти зрна и предмети од железо. Такви својства има магнетитот (Fe_3O_4), никлоносното железо, некои вариетети од фероплатина и др. Постојат и дијамагнетни минерали кои делуваат на магнетната стрелка. Затоа, според магнетните својства, минералите се поделени на феромагнетни, парамагнетни и дијамагнетни. Првите две групи се со позитивен магнетен ефект (напон), додека дијамагнетните се со слаб негативен магнетен ефект (напон). Феромагнетните минерали се карактеризираат со присуство на Fe^{3+} и соодветните минерали имаат металичен карактер. Парамагнетните и дијамагнетните минерали се одликуваат со јонски или ковалентен карактер и ги опфаќаат сите минерали кои не содржат железо. Магнетните својства на минералите се користат при издвојување на фракции со помош на електромагнети, при збогатување на руди.

Луминисценција. Во темнина, при осветлување со ултравиолетови, катодни и други зраци, некои минерали почнуваат да светат и се чини дека се обоени во разна боја, која понекогаш е многу изразена. Ова е поврзано со присуството на примеси од одредени елементи (хром, манган, ретки земји, уран и др.) кои се присутни во многу мали количества во минералите. На тој начин многу лесно се докажува присуството на мали зрна од такви минерали во карпите, кои со голо око не можат да се издвојат. На пример, многу важен минерал е шелитот (CaWO_4), кој многу силно свети со небесно сина боја од зраците на живина кварцна лампа, што многу јасно го издвојува од другите минерали. Дијамантот под дејството на луминисценцијата добива бледо сина или жолтеникава боја, а флуоритот (CaF_2) многу изразита сина боја. Но, бидејќи многу минерали со луминисценцијата даваат исти бои, овој метод за дијагностика на минералите има ограничена примена.

Радиоактивноста во минералите е поврзана со содржината на радиоактивни елементи, емисијата на γ -зраците од нив, од кои настанува јонизација во воздухот, со лачење на α зраците, односно издвојување на α , β и γ честичките.

Познати се три низи на радиоактивно распаѓање: 1. низа на уранот, која почнува со распаѓањена U^{238} , при што како меѓупродукт се формира Ra со период на полураспаѓање од 1 600 години, 2. низа на актиниум, кој почнува од друг изотоп на уран - U^{235} и која во себе има вклучено продукти од распаѓањето на Ac и 3. низа на ториум, која почнува со изотопот Th^{232} .

Радиоактивните својства на минералите се користат не само за нивно распознавање, туку исто така се користат и за определување на апсолутната старост.

2.1. КЛАСИФИКАЦИЈА НА МИНЕРАЛИТЕ

Кон крајот на XIX и почетокот на XX век се разработени неколку класификации на минералите, меѓу кои се: генетска, кристало-структурна, геохемиска и кристалохемиска класификација. Последната се базира на меѓусебната врска на хемискиот состав и кристалестата структура и претставува една од најприфатливите класификации на минералите. Денес во оваа класификација се вклучени не само изучувањата за надворешната форма на кристалите, туку и рентгеноскопијата (рентгенометриски методи). За останатите класификации соодветен материјал ќе се најде во посебниот курс по минералологија.

Табела VII. Состав на најраспространетите минерали

	Назив и хемиски состав	Морфолошка особеност (сингонија)	Физичка	
			релативна тежина	цврстина
САМОРОДНИ ЛЕМЕНТИ	злато, Au	кубични октаедри, кубични, ромбододекаедри	15.6-19.0	2.5-3
	сребро, Ag	кубична, хексаоктаедрична	10.1-11.1	2.5
	сулфур, S	ромбична, бипирамидална	2.05-2.08	1-2
	бакар, Cu	кубична (куб. октаедри, густа маса)	8.5-8.9	2.5-3.0
	дијамант, C	кубична октаедри, ретко кубни кристали	3.5	10
	графит, C	тенко листеста, хексагонална, зрнести земјести агрегати	2.09-2.23	1-1.5
СУЛФИДИ И СУЛФАТИ	сфалерит, ZnS	кубична, тетраедрична или ромбод.	3.9-4.2	3.5-4.0
	галенит, PbS	кубична или густа зрнеста маса	7.4-7.6	2.5
	цинабарит, HgS	тригонална, ситностапчести кристали	8-8.2	2-2.5
	молибденит, MoS ₂	хексагонална, табличести и листичави	4.8	1-1.5
	пирит, FeS ₂	кубична и радијално-зракаста	4.9-5.2	6-6.5
	халкопирит, CuFeS ₂	тетрагонална (ретко) неправилни зрна	4.1-4.3	3.5-4.0
ХАЛОИДИ	халит (кам. сол), NaCl	кубична сингонија (букики крист.)	2.1-2.2	2.5
	силвин, KCl	кубична сингонија (главно куб. кристали)	1.97-1.99	2
	флуорит, CaF ₂	кубична сингонија (кубик или октаедар)	3-3.2	4.0

	Назив и хемиски состав	Морфолошка особеност (сингонија)	Физичка	
			Релативна тежина	цврстина
ОКСИДИ И ХИДРОКСИДИ	хематит, Fe_2O_3	хексагонална (кристали и ромбедри, плочи и лушпици)	4.9-5.3	5.5-6.5
	магнетит, Fe_3O_4	тесерална сингонија (октаедри и кубици)	4.9-5.2	5.5-6.5
	илменит, FeTiO_3	тригонална (столбести и пластинки кр.)	4.5-5	5.6
	хромит, $\text{Fe}_2\text{Cr}_2\text{O}_4$	тесерална, но обично зрнеста маса	4.3-4.6	5.5-7.5
	хранит, UO_2	тесерална, во форма на октаедри и додекаедри	10.3-10.6	5-6
	корунд, Al_2O_3	тригонална (топчести, столбести, пластин.)	3.95-4.1	9
	кварц, SiO_2	хексагонална, тригонална (кристали призматичен и зрнест агрегат-калцедон)	2.65	7
	опал, $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	аморфен и коломорфна маса	1.9-2.5	5-5.5
	лимонит (хидрогетит) $n\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	изгледа аморфен, но се состои од ситни ромбични, бипирамидални зрна	3.6-4	5-5.5
КАРБОНАТИ	калцит, CaCO_3	ромбична, но доминира зрнеста маса	2.7	3
	арагонит, CaCO_3	изразито ромбична	2.95	3.5-4
	доломит, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	мермерасти маси, ретко кристали-ромб.	2.8-2.9	3.5
	сидерит, FeCO_3	ситнозрнеста маса, ретко кристали како калцит	3.7-3.9	3.5-4.5
	малахит, $\text{CuCO}_3(\text{OH})_2$	моноклина или густа маса, корки бубрежасти	3.7-4.1	3.5-4.1
	азурит, $\text{CuCO}_3(\text{OH})_2$	моноклинална, формира густо и зракасти маси	3.7-3.8	3.5-4

	Назив и хемиски состав	Морфолошка особеност (сингонија)	Физичка	
			Релативна тежина	цврстина
СУЛФАТИ	барит, BaSO_4	ромбична сингонија, плочести или ромбична и зрнеста маса	4.3-4.6	3.0-3.5
	анхидрит, CaSO_4	зрнеста маса (ромбична)	2.9-3	3.0-3.5
	гипс, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	моноклина. (табличести, столбести и призматични кристали и зрнеста маса)	2.3	1.5-2.0
ВОЛФРАМАТИ	волфрамит, $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$	моноклина. сингонија (табличест и призматични кристали)	6.7-7.5	4.5-5.5
	шелит, CaWO_4	бипирамидални крист.-тетрагонална сингон. и зрнести и масивни	5.8-6.2	4.5
ФОСФАТ	апатит, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Fe}, \text{Cl})$	хексагонана синг. призматични и иглести крист. и зрнеста маса	3.2	5.0
СИЛИКАТИ (со отровна града)	оливин, $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$	тетрагонална синг. и зрнест агрегат	3.3-3.5	6.5-7
	гранати: $\text{R}^{2+}\text{R}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2 \cdot \text{R}^{2+} = \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}$ $\text{R}^{3+} = \text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2(\text{SiO}_4)$	кубична сингонија (убаво оформени ромбодокедри)	3.5-4.2	6.5-7.5
	топаз, $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2(\text{SiO}_4)$	ромбични призматични кристали	3.4-3.6	8.0
	епидот, $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe})_2 \text{Al}(\text{OH})(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)$	моноклинална, призматични кристали	3.3-3.5	6.5
	циркон, $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$	тетрагонална (куси или бипирамидални крист.)	4.7	7-8
	дистен, $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}$	триклина.синг. (долго призматични и плоч.крис.)	3.6	4.5-7 (во разни правци)
	андалузит, $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}$	ромбична синг. (столбести и призма.крис.)	3.1-3.2	7-7.5
	силиманит, $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}$	ромбична синг. (иглести и влакнести кристали)	3.2	7

Назив и хемиски состав		Морфолошка особеност (сингионија)	Физичка	
			Релативна тежина	цврстина
берил, $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$		хексагонални, ромбични кристали	2.5-2.9	7.5-8
турмалин, $(\text{Na,Ca})(\text{Mg,Al}_6)(\text{B}_2\text{Al}_2\text{Si}_6)(\text{O, OH})_{20}$		хексагонални, ромбични кристали	2.9-3.2	7-7.5
ЛЕНТОВИДНИ И ВО НИЗА СИЛИКАТИ	аугит, $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	моноклинална синг. мали призм. кристали	3.2-3.6	5-6
	диопсид, $\text{Ca,MgSi}_2\text{O}_6$	моноклина. ситно стилбести кристали	3.27-3.38	5-6
	обичен амфибол, $\text{CaNa}(\text{Mg,Fe})_4(\text{Al,Fe})\text{Si}_6\text{Al}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_{22}$	моноклинална, долгопризматични крист.	3.1-3.3	5.5-6
	актинолит, $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	моноклинална (долгопризматични крист. и зракасти агрегати)	2.9-3.3	5.5-6
СЛОЈНИ (ЛИСТИЧАВИ) СИЛИКАТИ	биотит, $\text{K}(\text{Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{AlO}_{10})(\text{OH,F})$	псеудохексагонални табличести крист.	3.02-3.12	2-3
	мусковит, $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	псеудохексагонални табличести и листичави	2.76-3.10	2-3
	група талк-Талк, $\text{Mg}(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})$	моноклинална, листичави крист. и густа маса	2.6	1
СИЛИКАТИ ТРИКЛИН. СКЕЛЕТИ	фелдспати: (калски) ортоклас, $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	моноклинална, призмовидни и плочести крист.	2.55-2.58	6-6.5
	микроклин, KAlSi_3O_8	триклинална, плочести и зрнести агрегати	2.54-2.57	6-6.5

Назив и хемиски состав	Морфолошка особеност (сингионија)	Физичка	
		Релативна тежина	цврстина
плагиокласи (натриско-калциски): албит (натриски) $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ од 0 до 10% Са олигоклас 10 до 30% Са андезин 30 до 50% Са лабрадор 50 до 70% Са битовнит 0 до 90% Са	триклинална сингионија и табличести призматични кристали ретко	2.6-2.76	6-6.5
нефелин $\text{Na}_2(\text{AlSiO}_4)_4$	хексагонална синг. куси столбести кристали	2.55-2.65	5.5
леуцит $\text{K}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$	многоуграни кристали (слични на гранати)	2.5	5-6

2.2. КАРПИ

Карпите претставуваат природни минерални агрегати со определен состав и градба, кои се настанати како резултат на геолошките процеси и кои во земјината кора формираат определени самостојни тела. Од геохемиски аспект, карпите претставуваат природни закономерни асоцијации на минерали кои се состојат првенствено од петрогени минерали. Според условите на главните геолошки процеси кои доведуваат до формирање на карпите, тие се поделени во три генетски типа: седиментни, магматски и метаморфни карпи.

I. Седиментните карпи се карпи кои се настанати со таложење (седиментација) на различен материјал, пред сè во водена средина. Тоа се карпи кои се настанати од механички здробени карпи (постари од нив), или се продукт на хемиски, односно органогени процеси. Во врска со нивното настанување, во седиментните карпи, на својствен начин, се изразуваат нивните структурни и текстурни особини. Седиментните карпи во земјината кора се јавуваат претежно како слоеви, што ни укажува дека нивна главна карактеристика е слоевитоста. Во зависност од нивниот постанок и потеклото на материјалот, седиментните карпи може да се поделат во две основни групи: а) механички и б) хемиски.

Механички или **кластични карпи** се оние кои настануваат со таложење и со цементација на честички и парчиња од распаднати карпи или се од механички детритус. Тие на површината на земјината кора се широко застапени. Врз база на големината на зрната во материјалот, се делат на :

- **псефити и псефитолити**, чии зрна се покрупни од 2 mm. Како главни претставници се: дробина, чакал, бреча, конгломерат;
- **псамити и псамитолити**, со големина на зрната од 0.05 до 2 mm. Овде спаѓаат: песоците и песочниците;
- **алеврити и алевролити**, со големина на зрната од 0.005 до 0.05 mm. Со нив се опфатени алевритите, алевролитите и лесот;
- **пелити и пелитоиди**, каде зрната се помали од 0.005 mm. Тие се претставени со мил, глина и глинци.

II. Магматски карпи. Оваа група на карпи е настаната како резултат на кристализацијата на магмата во внатрешноста на земјината кора или на нејзината површина. Во зависност од начинот на појавување и местото на настанување, магматските карпи се делат на:

- а) длабински** - интрузивни или плутонски карпи;
- б) изливни** - вулкански или ефузивни карпи;
- в) жилни** карпи кои се настанати со втиснување на магмата во пукнатини на земјината кора.

Според минералошкиот и хемискиот состав (претежно според содржината на SiO_2), магматските карпи се поделени во 4 групи:

а) кисели карпи кои содржат над 65 % SiO_2 . Главни претставници се гранит (длабински) и кварц-порфир (изливни);

б) интермедијарни карпи кои содржат 54-65 % SiO_2 . Главни претставници се сиенит и диорит (длабински) и трахит, кварцпорфирит и андезит (изливни);

в) базични карпи, содржат од 45-54 % SiO_2 . Главни претставници се габро (длабински) и дијабаз, мелафир и базалт (изливни);

г) ултрабазични карпи, со содржина на SiO_2 помала од 45 %. Главни претставници се перидотит (длабински) и пикрит-порфирит (изливни).

III. Метаморфни карпи. Овие карпи настануваат во подлабоките делови на литосферата под влијание на зголемени притисоци и температури, кои растат кон внатрешноста на Земјата. Во дадените услови се одвиваат посебни физичко-хемиски процеси, кои условуваат прекристализација на постојните минерални агрегати и формирање на нови асоцијации. Целиот овој процес е познат ако метаморфизам. Основната класификација на метаморфните карпи се базира на квантитативниот минералошки состав и текстурните карактеристики на самите карпи. Според овие критериуми, метаморфните карпи се поделени на: филити, шкрилци (микашисти, хлоритски шкрилци и др.), гнајсеви (ортогнајсеви, настанати од гранити и парагнајсеви, настанати од песочници), амфиболити и амфиболитски карпи, мермери, кварцити и др.

1. ЕНДОГЕНИ ПРОЦЕСИ

Ендогените процеси настануваат внатре во Земјата од енергијата која се ослободува како резултат на развитокот на материјата во нејзините внатрешни делови.

Ендогените процеси се манифестираат во форма на магматизам, метаморфизам и деформации на земјината кора. Тие се изразуваат со движењето и распределбата на материјата од која е изградена Земјата, со преод на материјата од една состојба во друга, односно од една форма во друга. За оцена на нивниот карактер и интензитет, директно може да се набљудува манифестацијата на современите вулкани, земјотреси и формирањето на разни пукнатини и други деформации на земјината површина, а исто така изучувајќи ги и резултатите од тие процеси во геолошкото минато, кои се одразиле во основните форми на релјефот и различните дислокации и деформациони форми во земјината кора. Освен тоа, за манифестацијата на ендогените процеси од геолошкото минато се изучува распространувањето на комплексите од магматски карпи, кои настануваат при ладењето на магмата што се втиснува од длабините на земјината кора, потоа се изучува магмата излиена од вулканите и материјалот што тие го исфрлаат: вулканскиот пепел, бомби и др. Со прераспределба на материјата при ендогените процеси, доаѓа до формирање на многу важни корисни минерални сировини (руди на метали, лискуни, скапоцени камења, абразивни материјали и др.). Со овие појави се поврзани многу стихијни појави, како што се земјотресите, вулканската активност и др.

Со втиснување на магмата од длабочина кон површината, ендогените процеси го менуваат составот на земјината кора и формата на Земјата. Тие се главен фактор во создавањето на основните форми на релјефот: планините и котлините (депресиите). Како релјефот, така и карпите се многу нестабилни во услови на земјината површина (дневни и сезонски осцилации на температурата, механичкото и хемиското дејство на водата, воздухот и живите организми) и се подложни на разрушување од надворешни процеси познати како **егзогени процеси**.

Меѓу ендогените процеси, **магматизмот** ги обединува сите физичко-хемиски и механички процеси поврзани со движењето и кристализацијата на магмата. Магмата претставува густа маса (магма на грчки значи мазиво), силикатен растоп, што доаѓа од длабоките делови на земјината кора или од мантијата. При нејзиното зацврстување (при ладење) настануваат магматските карпи, кои се најзастапени во земјината кора.

Магмата, како силикатен растоп, настанува во длабоките делови на Земјата (во земјината кора и мантијата) во определени физичко-

хемиски услови. Според современите сознанија, Земјата во целина претставува цврсто тело и покрај тоа што температурата на 50 km длабочина достигнува 1500 °C, при која во површински услови целата материја од карпите би била во растопена состојба. Но, тоа не се случува затоа што на споменатата длабочина од 50 km постојат високи притисоци кои достигнуваат до 130 000 kg/cm². Затоа се смета дека внатре во Земјата за секоја длабочина постои соодветна термодинамичка рамнотежа, а секоја промена на таа рамнотежа ја зголемува температурата или притисокот, условувајќи растопување на материјата, односно нејзин преод од цврста во течна состојба, односно создавање на магма. Тоа значи дека магмата настанува на тие места каде е изменета термодинамичката рамнотежа.

Магмата претставува растопена усвитена маса со многу сложен состав. Во нејзиниот состав се вклучени низа соединенија (претежно силикати и оксиди), а исто така и течни, испарливи елементи како што се: јаглеродна киселина, флуор, хлор, вода, јаглероден диоксид и др. Магмата која настанала во подлабоките делови на Земјата се карактеризира со определена подвижност, таа се втиснува во горните делови на земјината кора или се исфрла на нејзината површина. При тоа движење, таа постепено се лади (како последица на намалувањето на температурата од околната средина) и кристализира. Како резултат на таа кристализација и консолидација, од магмата настануваат магматските карпи кои се најзастапени во земјината кора.

Ако кристализацијата и консолидацијата на магмата се врши внатре во земјината кора пред истата да се појави на нејзината површина, настанува интрузивен магматизам (интрузивни магматски карпи), додека кога магмата се излива на површината на земјината кора и тогаш кристализира и се консолидира, настанува ефузивен магматизам односно вулканизам.

2. ЕФУЗИВЕН МАГМАТИЗАМ- ВУЛКАНИЗАМ

Ефузивниот магматизам ги обединува сите процеси поврзани со ерупцијата и оцврстувањето на магмата (лавата) на површината на Земјата. Процесот на ерупција на усвитена магма, гасови и пареа од внатрешноста на Земјата и настаните што се поврзани со неа се познати како **вулканизам**.

Вулканите претставуваат геолошки форми кои настануваат над канали и пукнатини во земјината кора низ кои постојано или периодично се исфрлаат парчиња од карпи, пепел, лава, жешки гасови и пареа. Магматските жаришта се концентрирани претежно на длабочина од 40-150 km. Од овие жаришта, магмата навлегува во погорните делови на литосферата каде се формираат секундарни жаришта кои со

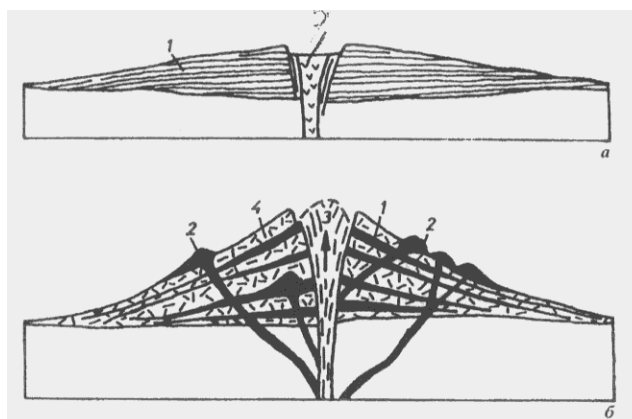
наведените канали се поврзани со површинските делови на Земјата. Движењето на магмата од длабинските кон површинските делови на Земјата е условено, веројатно, од следните два фактора:

1. Од хидростатичкиот притисок, кој според пресметките е доволно голем за да ја истисне магмата на површината. Меѓутоа, само со хидростатичкиот притисок не може да се објасни периодичноста на вулканизмот и освен тоа, исфрлањето на магмата од едно жариште може да се одвива на различни хипсометриски нивоа;

2. Од зголемувањето на зафатнината во системот растопина - гасови, во зависност од промената на температурата и притисокот при движење на магмата кон површината на Земјата. Пресметките на К.К. Грејтон покажуваат дека при содржина на 9.4 % гасови (се има во предвид и водената пареа) во магмата, нејзината релативна зафатнина, при преместувањето од длабочина од 40 km кон површината на Земјата, ќе се зголеми за 1 155 пати, а при тоа, значително зголемување на зафатнината треба да започне дури на длабочина од 5 km од површината на Земјата. Затоа се претпоставува дека магматскиот растоп се издига под дејство на хидростатичкиот притисок, а дури подоцна суштествена улога има адијабатското ширење на системот, кое се манифестира со издвојувањето на гасови со многу брз пораст на притисокот.

Вулканската активност се манифестира во низа последователни фази. Како правило, активноста почнува со татнеж во внатрешноста на Земјата, тресење на тлото во околината (вулкански земјотреси) и серија на мали експлозии, кои се проследени со исфрлање на гасови и пареа со примеси на ситни честички од лава. Во оваа почетна фаза, над каналите на вулканите се формираат густе облаци со грмежи и поројни дождови од исфрлениот материјал. Ефектите (визуелни) се многу изразени ноќе, кога парчињата од усвитена лава и од карпи се исфрлаат од вулканите како топовски зрна (вулкански бомби).

Во втората фаза на активност на вулканите, малите експлозии се сменуваат со сè посилни експлозии, кои завршуваат катастрофално. Потоа настапува третата фаза која се карактеризира со излевање на магмата, која или се излева мирно или се исфрла во форма на огнени јазици и фонтани кои понекогаш достигнуваат височина од 300 m и 30 m во пречник. На воздух, лавата почнува брзо да се лади и на нејзината површина се формира цврста кора. Заостанатата пареа и гасови внатре во лавата се концентрираат (собираат) во одделни места и под нивно дејство кората се крши, се дроби и парчињата се собираат во форма на конуси, кои димат многу години по излевањето на лавата, формирајќи паразитни вулкани (сл. 19).



Сл. 19 Вертикален пресек на штитен вулкан (а) и стратовулкан (б): 1. лави; 2. паразитски центри; 3. вулканска купа; 4. слоеви на пирокластичен материјал; 5. калдера (преземено од В.В. Белоусов, 1971).

Со завршување на исфрлањето на лавата, настапува мирен период во активноста на вулканот, т.н. фумаролна активност, кога од вулканот многу слабо се дими или напoлно се гасне до неговата следна активност. Периодот на неактивност на вулканите може да трае десетина, поретко стотина, а во многу ретки случаи и илјада години. Вулканската активност продолжува се додека во магматските жаришта се репродуцира количество на вулканска енергија која може да ја исфрла магмата. Кога престанува активноста на вулканите, тие претставуваат и остануваат изгаснати вулкани. Според активноста, вулканите се класифицираат на:

1. **Активни** - во кои вулканската активност се манифестира и денес. Тие најмногу се застапени во границите на Тихиот океан, потоа во Атланскиот океан и во Средоземното море;

2. **Привремено изгаснати** - вулкани кои денес не се активни, но тоа е привремено, бидејќи истите можат да бидат и реактивирани;

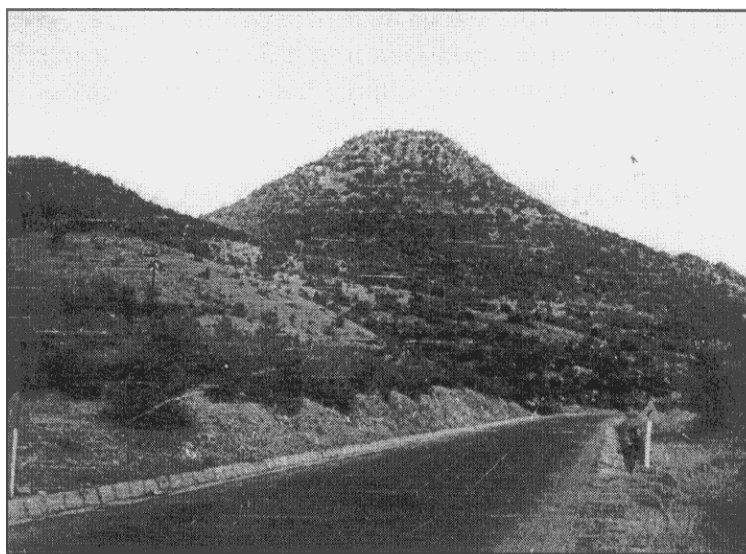
3. **Изгаснати вулкани** - локалности каде вулканската активност во изминатите геолошки периоди била висока, но денес таа не постои.

2.1. МОРФОЛОГИЈА НА ВУЛКАНИТЕ

Според типот и особеностите на вулканските апарати, вулканите се делат на: вулкани од централен тип и вулкани од пукнатински тип.

Вулкани од централен тип. Овој тип на вулкани, на земјината површина имаат форма на конусовидни планини или ридови (тумби), широки куполи (сл. 20), масиви и штитови. Сите овие форми се карактеризираат со тоа што во средината имаат неправилен цилиндричен канал - вулканско грло, т.е. канал (пробиен во околните

карпи) низ кој се исфрлувала магмата од длабините во површинските делови на земјината кора. Кај некои вулкани, од главниот канал (грло) се одделуваат бочни канали низ кои се исфрла лава, пепел, водена пареа и гасови, кои претставуваат секундарни вулкански конуси. Вулканските конуси, на врвот завршуваат со вдлабнатина во форма на чаша или инка која се вика **кратер** на вулканот. Во голем број на изгаснати вулкани се акумулира атмосферска вода и се формираат кратерски езера.



Сл. 20 Вулканска купа на Пилав Тепе, Штипско

Постојат случаи кога со експлозивно дејство на гасовите доаѓа до разрушување на внатрешните делови на вулканот и од нив се исфрла огромно количество на материјал, така што од вулканската купа се создава голема празнина - шуплина. Тие настануваат и при гаснењето на вулканската активност. Како резултат на тоа, горниот дел на вулканот може да тоне (сlegнува), што понекогаш доведува до општо сlegнување, не само на вулканот, туку ги зафаќа и околните терени. На површината, во такви случаи, се формираат провалии (депресии) со многу стрмни страни, кои се познати како колапс калдери. Размерите на калдерите се многу варијабилни и можат да достигнат пречник од неколку километри до неколку десетици километри. Нивната длабочина може да достигне до неколку стотини метри.

Некои вулкански апарати се карактеризираат со присуство на т.н. **“соми”** (вулкан врз вулкан).

Како резултат на ерозијата од дождовите, доаѓа до формирање на поројници по конусите на вулканите и испирање на трошните продукти на парчиња од вулканските карпи. Овие поројници кои радијално се

спуштат на сите страни од кратерот на вулканот се познати како **баранкоси**.

Голем број од изгаснатите вулкани, посебно од изминатите геолошки периоди, со егзогените процеси на полно се уништени. Од нив се зачувани само остатоци од каналите по кои се движела магмата со која тие се заполнети. Ако овие канали имаат цилиндрична форма, тогаш се викаат **некови**, а ако магмата пополнува пукнатини, тогаш се викаат **дајкови**. Овие магматски тела обично стрчат во современиот релјеф во форма на столбови или р'бети, бидејќи магматските карпи се многу поотпорни на ерозијата од околните карпи.

2.2. ГЛАВНИ ТИПОВИ НА ВУЛКАНИ

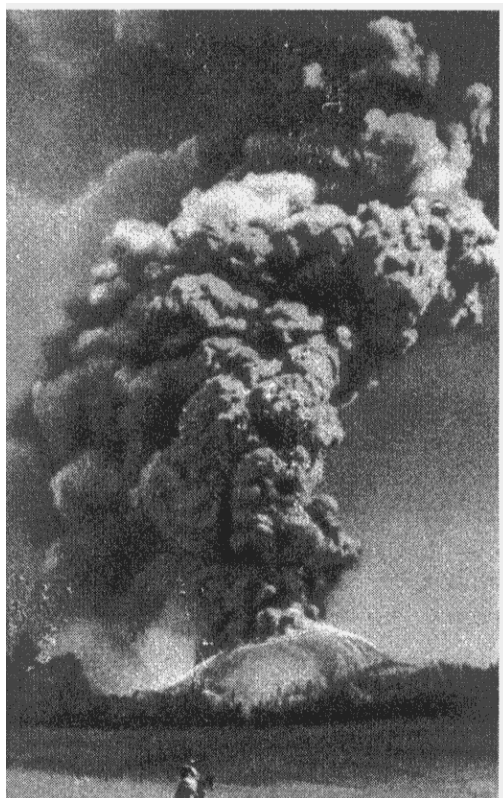
Во зависност од карактерот на ерупцијата, формата на вулканските апарати, составот на лавата и продуктите што се изнесуваат од неа, вулканите се делат во две групи: штитови и експлозивни вулкани, во кои се издвојуваат шест вида.

Штитови вулкани или изливни вулкани (сл. 19). Во оваа група се вклучени и вулканите од **Хавајски тип**. Овие вулкани се познати на Хавајските острови и на Исланд. За овие вулкани е карактеристична големата подвижност на течната лава, која по состав е базична. Лавата е сиромашна со гасови и има температура од 1 300 °C. Излевање на магмата се врши мирно, без експлозии и не е проследено со исфрлање на пепел и бомби. Нивото на лавата во кратерот осцилира (се издига и се спушта) и на површината се гледа како таа постојано да врие. Во одделни места повремено се исфрлаат гасови во форма на фонтани во височина од неколку десетици метри. Кога кратерот ќе се преполни, лавата тече по падините на оддалеченост од повеќе километри со брзина на воден поток. Ерупцијата на вулканот Мауна Лоа (на Хаваите) се одвива со исфрлање на течна лава како фонтана која достигнува многу стотици метри височина.

Последователната акумулација на изладените маси од лава околу вулканските центри од хавајски тип, доведува до формирање на огромни возвишенија и благи падини. Овие форми се слични на штитови, поради што овие вулкани се издвојуваат како штитови вулкани (сл. 19).

Експлозивни вулкани. Поголем број од познатите вулкани припаѓаат на оваа група, чие исфрлање на лава, гасови и пареа има експлозивен карактер (сл. 21). Активноста на овие вулкани, која се повторува периодично, создава вулкански планини со куполоидни форми со голема височина (Араат, северозападен Иран, Мексико и во многу други подрачја). Кога магматската активност на вулканите се појавува повремено, со смена на ерупција на пирокластични продукти и лави, вулканските конуси (купи и други форми) имаат слоевита градба (Кратовско-Злетовска вулканска област) така што тие добиваат форма

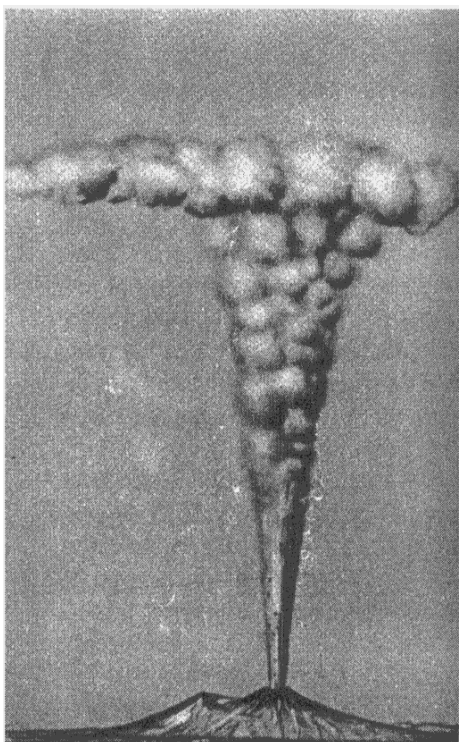
на стратовулкани. Според карактерот на исфрлање, експлозивните вулкани припаѓаат на централниот тип. Според начинот на вулканската активност и составот на исфрлениот материјал, меѓу експлозивните вулкани се разликуваат пет типа и тоа: стромболски, етно-везувски, волканолошки, пелејски и бајдансански.



Сл. 21 Ерупција на вулканот Парикутија во 1913 година, Мексико

- Стромболски тип. Овој тип на вулкани е преоден меѓу хавајскиот тип и експлозивните вулкани. Тој е наречен по вулканот Стромболи на Липарските Острови во Средоземното Море. Неговата лава е од базичен состав и се карактеризира со висок вискозитет и температура од 1 000-1 100 °C. Ерупцијата е честа и се повторува во многу куси интервали (од неколку минути до 1 час). Таа е проследена и со слаба манифестација на експлозии, кога се исфрлаат капки од лава и шлака, кои во вид на бомби повторно паѓаат во кратерот. Активноста на вулканот Стромболи е позната уште од времето на Хомер.

- Етно-везувски тип. Овој тип е издвоен според начинот на работата на вулканите Везув и Етна во Италија (Етна е на островот Сицилија, со височина од околу 3 300 m, а Везув е во близина на Неапол, со височина од 1 186 m). Ерупцијата на материјалот од овие вулкани се манифестира со силно исфрлање на големи количества на парчиња и лави и се карактеризира со многу убаво оформени конуси (сл. 22). Лавата на овие вулкани е од средно кисел до кисел состав и се карактеризира со висок вискозитет и е тешко подвижна. Кога активноста престанува, во кратерот на вулканот се формира кора од лавата под која се акумулираат гасови и пареа кои не можат да излезат во атмосферата. Тоа условува зголемување на притисокот кој може да доведе до силна експлозија.



Сл. 22 Ерупција на вулканот Везув во 1906 година, Италија

Во првата фаза на активноста се издвојува големо количество на гасови, водена пареа и пепел. Како густе облаци, тие се издигаат во атмосферата, достигнувајќи неколку километри. Покасно се зголемува исфрлањето на пепел, а од кратерот почнуваат да се исфрлаат парчиња од растопена лава кои се ладат во атмосферата, а потоа почнува

постојано излевање на лавата по падините на конусите на вулканот. Ваков тип на вулкани се присутни и на Камчатка.

- **Вулканолошки тип.** Името го носи според истоимениот вулкан Волкано, кој се наоѓа на Липарските Острови во Медитеранот. Овој тип на вулкани се карактеризира со густа, кашеста лава, која после експлозијата брзо се консолидира и во кратерот формира чеп под кој се акумулираат пареа и гасови. Кога нивната концентрација станува критична, доаѓа до експозија и исфрлање на чепот во вид на парчиња кои се исфрлаат високо над кратерот заедно со гасови, пареа и пепел. Тие како црн облак од дим полн со вулкански пепел, бомби и друг пирокластичен материјал паѓаат на површината на Земјата, формирајќи силно испукана кора, слична на испукана корка од леб. Во периодот кога вулканската активност слабее, активни се фумароли и солфатари со издвојување на сублимати (гасови) од селен, сулфур, борна киселина и др.

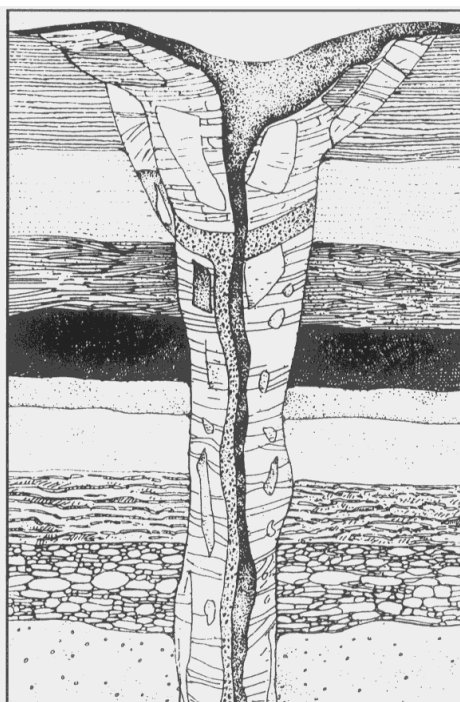
- **Пелејски (Пелешки) тип** е наречен по вулканот Мон Пеле на островот Мартиник (Малите Антилски острови). Неговата лава се карактеризира со многу висок вискозитет, која се лади уште во кратерот на вулканот и го затнува каналот како со тапа. Потоа доаѓа до силна експлозија и исфрлање на огромна количина на вулкански материјал: цврсти парчиња, гасови, пареа и пепел, кој паѓајќи по падините на околните терени, се разрушува и опожарува (гори). Така во 1902 година бил изгорен приморскиот град Сан Пјер со население од 30 000. По исфрлањето на жешките облаци од кратерот на вулканот Мон Пеле, брзо се издигнала куполата од високо вискозната андезитска лава, од која настанал столб во форма на обелиск со височина повеќе од 200 m (кај нас на Дудица, во граничниот појас со Грција). Обелискот претставувал тапа со која бил затнат кратерот, но како резултат на притисокот на гасовите е исфрлен на земјината површина.

- **Бандајсански (кракатауски) тип.** Овој тип ги опфаќа активните вулкани во Источна Азија (Јапонија - Бандај Сан, Катмај, Аљаска, Кракатау во Индонезија), кои се типични претставници на експлозивен тип на вулкани. Активноста се манифестира со катастрофални, многу силни експлозии, каде скоро и нема излевање на лава, туку експлозиите над кратерот исфрлаат огромни количества на гасови, пареа и пепел. За времена активноста на вулканот на островот Кракатау во 1883 година, бил исфрлен околу 18 km^3 вулкански материјал, во кој освен споменатите вулкански материјали, присутна е и големо количество на вулканско стакло (пемза).

Маари и дијатерми (експлозивни труби) претставуваат најпроста форма на манифестација на вулканската дејност. Имаат форма на цевка (грло) која во горниот дел е проширена и која претставува кратерна инка заполнета со парчиња од различни карпи која е опколена со обрач во форма на бран, составен од ист материјал (од парчиња на лава и од

самите матични соседни карпи). Тие настануваат како резултат на експлозија со исфрлање на гасови и пареа. Во нив не се констатирани траги на излевање на лава. Овие форми се констатирани во Германија (во делот на Прирајнската област) каде се пополнети со вода и каде добиле локално име **маар**. Истражувањата на овие форми покажале дека до длабочина од 500 m каналите под кратерското езеро се пополнети со бречи, составени од карпите околу кратерот. Овие форми на површината достигнуваат пречник од 200 до 3 200 m.

Аналогни форми на кратерни инки прават и експлозиите на гасови во познатите реони на Јужна Африка (Кимберли) и Источен Сибир во Јакутија, но се разликуваат од маарите по тоа што во нив нема вода. Нив ги викаат **диатерми** или експлозивни цевки (сл. 23). Нивните канали се пополнети со околните карпи и со “сина земја” од ултраосновна карпа (кимберлит) со која се поврзани наоѓалишта на дијаманти.



Сл. 23 Напречен пресек на дијатерма

Подводни вулкани. Последните десетлетија се извршени сеопфатни проучувања на океанското дно и се констатирани бројни вулкани чија активност се манифестира и денес, како Тихиот Океан, така и во Атлантскиот Океан и во Средоземното Море. Овие

проучувања продолжуваат и денес со голем интензитет, со откривање на подводни вулкански планини и други форми чија активност е поврзана со средишните рифтови зони и околните планински подводни р'бети. Во зависност од средината во која тие се манифестираат и разликата во хемизмот на материјалот на лавата, се издвојуваат три типа на океански (подводни) вулкани:

- **Вулкани на островските лакови.** Овој тип на вулкани е поврзан со крајбрежните делови на океаните, каде во форма на островски лакови во океаните, по должина на длабинските раседи, доаѓа до висока вулканска активност. Овде, под остатоците на континенталната кора, се подвлекува океанската кора, со манифестација на длабокофокусни земјотреси со длабочина и до 700 km. Составот на лавата на овие вулкани е претежно андезитска. Овој тип на вулкани е во маргиналниот дел на Тихиот Океан и градат венци познати како “огнен појас на Тихиот Океан”.

- **Вулкани на океанското дно** или длабоководни вулкани. Претставуваат расеан тип на вулкани, бидејќи тие не се поврзани со некои тектонски линеаменти (длабински раседи). Тие се составени од базалтна лава која на дното на океаните се излева во форма на плочи (платоа) и штитови. Со оваа група на вулкани се поврзани бројни засводени возвишенија на дното на океаните и изолирани р'бети, ритчиња и подводни планини.

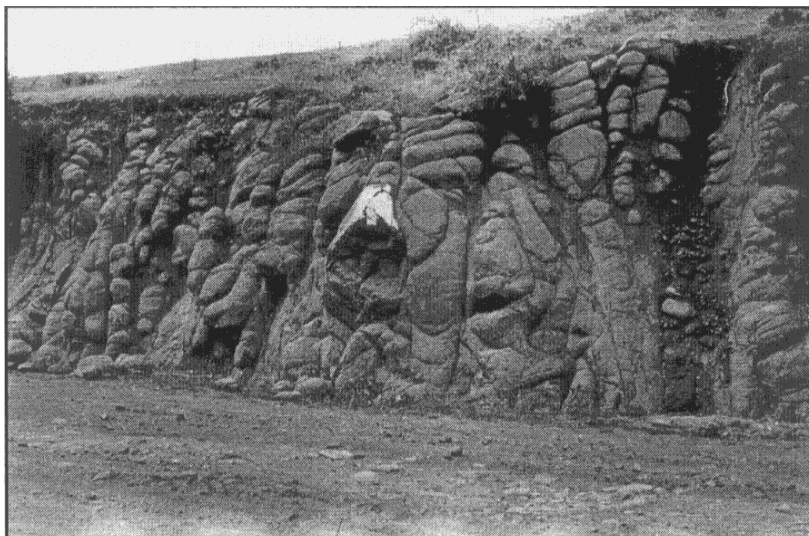
- **Вулкани на средноокеанските гребени.** Овој тип на вулкани се поврзани со подводните средноокеански гребени на Тихиот, Атлантскиот и Индискиот океан. Составот на лавата на овие вулкани е базалтен кој се излива во форма на платоа (плочи) и штитови, во кои е присутен материјал настанат за време на експлозиите. Овој тип на вулкани обично се групира во гребени и лакови, кои во долните делови се поврзани во еден систем, а во високите делови, како подводни планини се одделени. Земјотресите чии огништа се поврзани со овие вулкански зони се релативно плитки и достигнуаат до 60 km.

2.3. ПРОДУКТИ НА ВУЛКАНСКАТА ДЕЈНОСТ

За време на својата активност вулканите исфрлаат материјал од самата маѓама и во помали количества и материјал кој е зафатен со експлозиите од соседните карпи низ кои минува каналот на вулканот. Тој материјал е претставен со гасовити, цврсти и течни состојки и нивниот количински сооднос е различен за различни типови на вулкани, па дури и за различни ерупции на еден ист вулкан. Вулканскиот материјал кој се исфрла се состои од: 1. **лава**, која во течна состојба се излева, 2. **искршен материјал** од парчиња кои се претежно од лавата, но и од околните карпи на вулканот. Овој материјал се исфрла над кратерот, а потоа паѓа на Земјата и формира вулкански т.н.

пирокластични или вулканокластични карпи (грчки, *klastos*-здробен) и **3. гасови и пареа**, кои по ладењето можат да формираат акумулациони басени.

1. Лава (лат. *lavare*-пере, испере). Лавата претставува течен продукт на вулканските ерупции, односно магматски растоп кој стигнувајќи близу до површината на Земјата, се ослободува од големото присуство на гасови. Лавата, која на земјината површина се излева како усвитена маса (растоп), достигнува температура поголема од 1 000 °C, а може да варира од 1 000 до 2 000 °C. Според хемискиот состав, лавата е составена од истите елементи како и магмата и исто така се дели на кисела (риолитска) и базична (базалтна). Од хемискиот состав на магматскиот растоп, во голема мера зависат физичките својства на течната лава при вулканските ерупции, односно брзината на движењето на потоците од лава, растојанието што ќе го поминат и формите и структурите создадени од истата лава (сл. 24). Обично киселите лави се со голем вискозитет, слабо подвижни (слабо течни), додека базичните лави течат слободно (како растопи во металуршките печки).



Сл. 24 Лава од андезитски состав, Злетово

Во случај кога лавата брзо е подложена на ладење со издвојување на гасови во водена средина, таа добива шупликава сунѓераста структура и е многу лесна, така што плива во водата. Таа е позната како **пемза** (пловец).

Во времето на ладење и оцврстување на лавата, се формираат различни системи на пукнатини кои во лавата условуваат различна

цепливост со формирање на столбести, призматични, топчести и др. форми.

Врзанските продукти од вулканските ерупции се познати под општо име **агломерати**. Во зависност од големината на парчињата, меѓу нив се издвојуваат: пепел, песок, лапили и бомби.

Вулканска пепел претставува многу ситна (делови од mm до 1 mm) прашкаста материја од лавата, која настанала за време на експлозијата на вулканот. Таа може да биде составена од ситно растресената лава, а делумно и од материјалот разрушен од сидовите на кратерот. Прашкатаста материја од лавата, составена од нејзини најситни честички, со присуство на вулканско стакло и парченца од одделни минерали, заедно со гасовите и водената пареа кои се издигаат над кратерот на вулканот како облаци се разнесуваат со воздушните струи на десетици и стотици километри. Вулканската пепел може да има бела, сива, кафеава или црна боја. Дебелината на слоевите на пепелта е варијабилна и кон вулканските центри се зголемува. Со паѓање на вулканската пепел на земјината површина, настануваат катастрофални последици со уништување на околните природни богатства (екологија), а понекогаш се затрупуваат и цели населби. Со засипување со топла вулканска пепел биле пропаднати Помпеја и Херкуланум.

Вулкански песок претставува здробена вулканска маса во вид на зрна со големина од 1 до 5 mm. Тој е измешан со парчиња од кристали или идеално оформени кристали од различни минерали (во зависност од составот на лавата: фелдспати, лискуни, оливин, аугит, амфибол, магнетит и др.). Вулканскиот песок скоро секогаш содржи определено количество на пепел, кој за време на дијагенезата на карпата претставувал цементна материја.

Лапили (лат. lapillus-камче). Тоа се аглести или кружни парчиња од лава со пречник од 4 до 50 mm. Тие можат да бидат од различен состав на лавата, а можат да бидат и од шлака или од стакло.

Вулкански бомби претставуваат најкрупен материјал што се исфрла од вулканите за време на нивната ерупција. Размерите варираат од 3 cm до неколку метри во пречник и понекогаш достигнуваат тежина до неколку тони. Вулканските бомби претставуваат топки од лавата што се исфрлаат од вулканите. Кога се исфрлени во пластична состојба тие добиваат различна форма која може да биде кружна, заоблена, перничеста, крушовидна, вретенеста и форма на аглести парчиња. Кружните форми се карактеристични за лава со низок вискозитет, додека лавите со висок вискозитет формираат аглести незаоблени парчиња. Вулканските бомби со стаклеста површина и со внатрешна порозност (шупливост) се познати како **троска**.

Гасови и пареа. Вулканските ерупции секогаш се проследени со гасови и пареа, но нивното проучување за време на самата ерупција не е можно. Со спектрохемиски изучувања е констатирано дека покрај

водената пареа, при вулканските ерупции се присутни и H_2S , SO_2 , HCl , CO , CO_2 , CH_4 , азот, водород, кислород и други гасови.

Гасовите најчесто се поврзани со вулканите кои исфрлаат магма од кисел состав и тоа претежно во време на експлозијата, додека во базичната маѓама, гасовите се многу помалку присутни.

За време на поствулканската активност, температурата опаѓа, а се менува и составот на гасовите. Кога во поствулканската активност гасовите се со температура поголема од $180\text{ }^\circ\text{C}$, појавите се викаат **фумароли** (од лат. fumus-дим) и обично овие појави се поврзани со бочните паразитски кратери. Гасовите што се исфрлаат од фумаролите се во вид на густе облаци и се состојат од водена пареа и гасови. Ако температурата на гасовите варира од 100 до $180\text{ }^\circ\text{C}$, тогаш местата на нивните појави се викаат **солфатари** (сулфурни гасови). Избивањето на гасови со температура пониска од $100\text{ }^\circ\text{C}$ се вика **мофет** (гас - јаглероден диоксид), во кој доминираат CO_2 и водена пареа.

Со исфрлањето на гасови од вулканите и фумаролите, се формираат концентрации од сулфур, натриум-хлориди, железо, бакар, цинк, оксиди на железо и бакар, борна киселина, сулфиди на арсен (реалгар, аурипигмент), цинабарит и различни соли на алкални елементи и амонијак. Голем дел од овие продукти се исипра и само некои од нив формираат корисни наоѓалишта. Најпродуктивни од нив се наоѓалиштата на самороден сулфур во повеќе земји: Курилските острови, Јапонија, Камчатка, Чиле и во Италија (кај нас Косоврасти - Дебарско и Косел - Охридско).

Како поствулкански појави, покрај фумароли, солфатари и мофети, се издвојуваат и гејзирите и термалните извори.

Гејзир претставува извор на топла вода и пареа кои повремено се исфрлаат во вид на млаз на различна височина. Водата има температура од 80 - $100\text{ }^\circ\text{C}$. Во неа се растворени хлориди, бикарбонати и значително количество на силикатни раствори, кои се таложат околу гејзирот во вид на силикат познат како гејзит. Понекогаш водата содржи и борна киселина. Минерализацијата на водата е околу 1 - 3 g/lit , а ретко достигнува и до 9 - 10 g/lit . Гејзирите, како поствулкански појави, се јавуваат во подрачјата на донеодамна активните вулкани или околината на сега активните вулкани. Исфрлањето на млазевите од гејзирите се повторува ритмички со интервал од 1 минута до неколку месеци. Најголемите појави на гејзири се познати во Јелоустонскиот Парк (САД), на Исланд (сл. 25) и Нов Зеланд.

Термални извори (бањи) претставуваат природни топли или жешки минерални извори кои имаат поголема температура од нормалните извори. Топлите извори се карактеризираат со температура која е нешто поголема од средната температура на воздухот на дадениот терен, додека во жешките термоминерални извори, температурата е поголема од $37\text{ }^\circ\text{C}$. Повеќето термоминерални извори имаат слаба

минерализација, висока алкалност и се карактеризираат со доминација на натриумови катјони. Според составот и присуството на гасови тие се делат на: азотни, јаглерод-диоксидни, метански, сулфурни и сулфур-јаглеродни. Термоминералните извори во Кочанско и Гевгелиско имаат температура преку 70 °C и се користат во оранжериското производство за загревање, додека бројните бањи (Негорци, Катланово, Кежовица, Банско, Косоврасти- Македонија) имаат температура од 40-70 °C.



Сл. 25 Големиот гејзер (Great Geysir) во Исланд

2.4. ПИРОКЛАСТИЧНИ КАРПИ

Цврстиот материјал, што се исфрла при ерупција на вулканите е познат како пирокластичен, односно вулканокластичен материјал. Со згустувањето на овој материјал во процесите на дијагенеза, под дејство на гравитациските сили и водата, се формираат пирокластични карпи. Овие карпи, во зависност од присутното на вулканскиот материјал (лапили, пепел, песок и др.) и од составот на цементот, се поделени на: вулкански туфови, туфити и туфогени седименти, агломерати и вулкански бречи и игнимбрити.

Вулкански туфови. Вулканскиот туф (италијански *tufo* - мека, песочлива карпа) претставува карпа која се среќава многу често на терените каде постоела вулканска активност. Туфовите се настанати за време на вулканска активност со исфрлање на пепел, песок и вулкански бомби, кои се распространети околу вулканот, односно кои по паѓањето на земјината површина се зацврстуваат (се слепуваат). Ако се таложат во водена средина тие добиваат слоевитост, додека во близина на вулканските центри и во континентални услови тие формираат неуслоени наслаги. Се издвојуваат базалтни, липаритски, андезитски и други типови на туфови, зависно од составот на парчињата на лавата која била застапена. Според големината на парчињата застапени во туфовите, тие се класифицираат како седиментните карпи: грубо-зрнести (агломеративни), крупнозрнести (псефитски), среднозрнести (псамитски) и ситнозрнести (алевритски и пелитски). Карактеристично за вулканските туфови е тоа што крупните незаоблени парчиња и блокови не се сортирани. Цементната маса на туфовите е од вулканската пепел, со присуство на глиновита или силикатна материја и други примеси.

Туфитите претставуваат вулканогено-седиментна карпа во која пирокластичниот материјал е присутен од 50 до 90 %, со присуство на седиментна (цементна) материја која е составена од териген материјал, како и од хемоген и органски материјал (силикатен и карбонатен туф и т.н.). Многу често туфитите настануваат за време на подводни вулкански ерупции.

Туфогени конгломерати, песочници и шкрилци. Овие карпи се карактеризираат со мало количество на вулкански материјал (помалку од 50 %) и во поголем број случаи тие вбројуваат во седиментните карпи. Тие настануваат по долг транспорт и преталожување на пирокластичните зрна, кои како резултат на нивниот транспорт се заоблени и се мешаат со седиментен материјал.

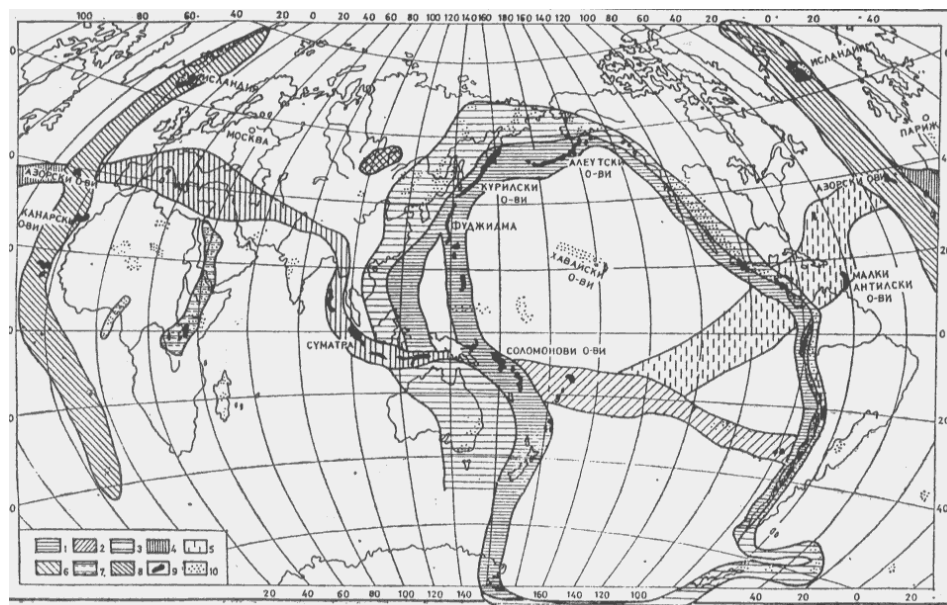
Освен горенаведените пирокластични типови на карпи доста е распространета туфо-лава која претставува преоден тип помеѓу лавата и туфот. Туфо-лавите претставуваат смеса од честици од растопено

незацврстено стакло и кристали кои се настанати во лавата и се наоѓале во неа за време на ерупцијата. Тие парчиња, заедно со жешките гасови, претставуваат многу подвижна маса, која движејќи се по падините на вулканот како вистински поток, ги пополнуваат поројниците. По зацврстувањето, оваа маса преминува во карпа која е позната како туфо-лава или игнимбрит.

2.5. ГЕОГРАФСКО РАСПРОСТРАНУВАЊЕ НА ВУЛКАНИТЕ

Во денешно време на континентите и островските лакови се познати повеќе од 500 вулкани кои се активни, меѓу нив се констатирани и неколку десетици, кои претставуваат подводни вулкани. Во современата историја како активни вулкани се забележани повеќе од 2 500 ерупции. Меѓутоа, згаснати вулкани, чија активност не е регистрирана во историјата, а по својата градба и форма претставуваат неодамна изгаснати вулкани, има 5-6 пати повеќе. Распределбата на вулканите на земјината површина не е рамномерна. Огромни површини од континентите (Европа, Азија, Африка и др.) скоро воопшто немаат вулкански појави, додека во областите на Тихиот и Индискиот Океан, Средоземното Море, во западните делови на Америка вулканските појави се чести. Областите со интензивна вулканска активност се релативно тесни и долги зони, кои во вид на тесни појаси опфаќаат големи делови од земјината површина. Тие се областите каде современите тектонски движења се одвиваат со голем интензитет. Меѓу нив, со висока вулканска активност, се издвојуваат Тихоокеанската, Средоземноморско-Хималајска, Атлантската и други зони (сл. 26).

Тихоокеанска зона. Оваа зона се протега од Камчатка на север и кон југ минува низ Курилските острови, потоа Јапонските и Филипинските острови, Нова Гвинеја, Соломонските острови и Нов Зеланд, потоа оди кон југ кон Антарктикот каде се прекинува “огнениот обрач” на Тихиот Океан и продолжува долж западното крајбрежје на Америка, од Огнената Земја и Патагонија, преку Андите и Кордилиерите па се до јужниот брег на Аљаска и Алеутските острови. Со централните делови на Тихиот Океан се поврзани вулканите од групата на Сендвичките острови, потоа Самоа, Островот Тонга, Кермадек и Галапагоските острови. Во составот на тихоокеанскиот огнен обрач спаѓаат 4/5 од сите вулкани на Земјата. Во минатото тие биле активни повеќе од 2 000 пати. Вулканите на Андите и Мексико претставуваат релативно високи планински масиви (куполи), чија висина е поголема од 6 000 m.



Сл. 26 Карта на географско распространување на вулкани

Средоземноморско-Хималајска (Тетиска) зона. Оваа зона се протега на северозапад-југоисток, од крајниот запад на Европа до југоисточниот крај на Азија, опфаќајќи ги островите на Малајскиот архипелаг. Најактивните делови се западниот и источниот крај на оваа зона и тоа: на запад тоа се терените на Средоземното Море, а на исток Малајскиот архипелаг. Најголем број од активните вулкани во оваа зона се концентрирани во Индонезискиот дел каде што има 132 активни вулкани на копно и 5 подводни вулкани меѓу кои голем број се од експлозивен карактер (Кракатау, Папандаја, Тамбора и др.). Западно од Хималаите се присутни појави на млад вулканизам, а на Кавказ и во Иран доминираат неодамна изгаснати вулкани. Вулканите на просторот на Средоземното море, се поделени во две групи: италијанско-сицилијанска група, со познатите вулкани Пантелереј, Етна, Везув и некои подводни вулкани и егејска група, во која познат активен центар е вулканот Санторин. Покрај тоа, во Јужна и Централна Европа во оваа зона постојат изгаснати (неактивни) вулкански реони: Оверни (Франција), Ејфел (Германија), Татрите (Словачка) и Вардарска зона која се протега од Белград до Солун, каде вулканската активност и денес на поедини локалитети се манифестира со солфатари.

Овој појас на запад продолжува во Азорските острови, а потоа се протега низ Бермудските острови и стигнува до Малите Антилски острови, каде се манифестира познатиот вулкан Мон Пеле.

Атлантска зона. Северниот дел на оваа зона го опфаќа регионот на Исланд, каде се познати 26 активни вулкани, меѓу кои и 4 подводни, а исто така има и голем број изгаснати вулкани. Меѓу овие вулкани со најголема активност се карактеризира вулканот Хекла кој достигнува височина од 1 557 m и има 5 кратери. Ерупциите во овој вулкан, само во овој век, се појавиле повеќе од 30 пати. На северозапад од Исланд, во Атлантскиот Океан, е познат еден мал активен вулкан на островот Жан Мајен.

Кон југ, во атлантската зона, недалеку од Афричкиот брег, се наоѓаат Канарските острови со неколку вулкани (Пик-Тенериф) и островот Зелениот Р'т со еден активен вулканот Фог. На северозапад од Канарските острови се наоѓа групата на Азорските острови кои имаат вулканско потекло, а близу до нив се регистрирани четири подводни ерупции.

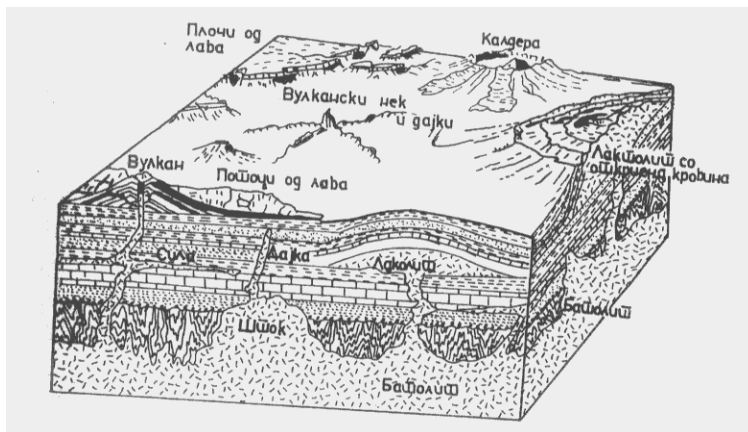
Во екваторскиот дел на атлантската зона се познати вулканите во Гвинејскиот залив, Велигденските острови, Света Елена и Тристан де Куња, кои веќе се изгаснати. Овде е активен само вулканот Камерун. Во целата атлантска зона постојат 79 активни вулкани, од кои 35 се подводни.

Освен споменатите зони, младиот вулканизам е поврзан и со Африканскиот грабен (во Кенија и Тангањика). Во источниот раб на овој грабен се познати четири точки на активен вулканизам, а во западниот раб, во Тангањика, се наоѓа група од вулкани Корунду, најактивни вулкани во Африка. Две највисоки планини во Африка, Кенија (5 199 m) и Килиманџаро (5 895 m), претставуваат остатоци од стари вулкани од почетокот на современиот Алписки вулкански циклус. Како примери на млад вулканизам во Арабија и Мала Азија се широките изливи на базалти во северниот дел на Арабскиот полуостров, потоа свежите вулкански конуси во котлината на Дамаск и други локалности (Западна Арабија, подводните изливи околу Аден).

1. ДЛАБИНСКИ ИНТРУЗИВЕН МАГМАТИЗАМ (ПЛУТОНИЗАМ)

Терминот интрузија има двојно значење. Во првиот случај (intruzio-втиснување, внедрување) значи процес на втиснување на магма во земјината кора. Во вториот случај, под терминот интрузија се подразбира “магматско тело” кое настанало со ладење и кристализација на магмата во длабоките делови на земјината кора. За разлика од вулканизмот, интрузивниот процес не може директно да се набљудува. Самиот процес на настанување на плутоните не е достапен за набљудување. Ние интрузивите ги изучуваме само во услови кога тие со ерозијата се откриени на површината на земјината кора; се изучува нивната градба и состав, нивната морфологија (формата на интрузијата), патот на нивното втиснување во земјината кора и нивниот однос со околните карпи во кои тие се втиснати. Без вакви проучувања не е можно да се разбере процесот на настанувањето на интрузиите. Формирањето на интрузивните тела може да биде на релативно мали длабочини или во форма на големи масиви на значително поголеми длабочини каде се формира гранитниот слој, односно плутонски масиви (Плутон- бог на подземниот свет).

Батолитите претставуваат најкрупни интрузивни тела (плутонски масиви) кои во длабочина се шират, и не се констатирани магматогените канали. Затоа истите се наречени интрузии без корен, додека помалите интрузии, во поплатките делови на земјината кора, имаат корени (каналите) кои се поврзани со батолитите (сл. 27).



Сл. 27 Блок дијаграм на кој се покажани односите на различните типови на интрузивни и ефузивни карпи (по Ф. П. Јанг)

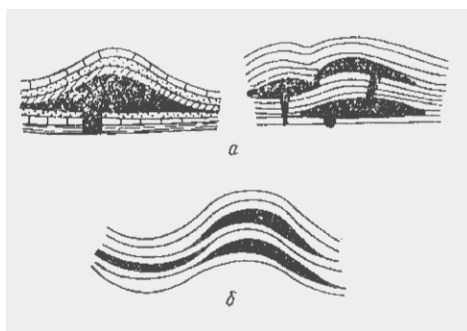
Според составот, батолитите претежно се гранитни и многу автори, врз основа на нивниот состав, сметаат дека во најдлабоките делови на батолитите се генерира гранитска магма. На површина, тие достигнуваат од неколку десетици квадратни километри до повеќе од 100 km^2 . Според староста, познати се во сите периоди од прекамбриум до миоцен, а може да има и помлади, но такви не се откриени на земјината површина.

Штоковите претставуваат плутонити од помал обем и обично стрчат на површината каде што се наоѓаат батолитите како нивни откриени делови. Овие тела во длабочина преминуваат во главниот батолит. Во пресек, страничните делови се стрмни или слабо накосени, додека во план имаат неправилна форма.

Како најдлабоки, хипоабисални интрузиви, во зависност од нивната форма, се издвојуваат неколку облици, меѓу кои се: лаколити, лополити, факолити, етмолити и др.

Лаколитите претставуваат конкордантни интрузиви со форма на печурка. Поврнатата на лаколитот има испапчена форма, во вид на свод, а подината има приближно хоризонтална положба. Лаколитот настанува во услови кога магмата што се втиснува ги подига слоевите над неа и го пополнува просторот што се формира помеѓу издигнатите слоеви и оние што се во хоризонтална положба. Воопшто, лаколитите може да бидат симетрични и асиметрични, еднородни и диференцирани. (сл. 28).

Факолитите претставуваат релативно мали интрузивни тела во форма на леќа, втиснати во актиклиналните или синклиналните делови на наборните структури.



Сл. 28 Пресеци на конкордантни интрузии. Во црно се претставени интрузивните тела: а) лаколит; б) факолити.

Лополитите се мали интрузиви со форма на чаша (чинија), кои може да имаат издолжена неправилна елиптична форма, чии краеве се издигнати во форма на чинија. Констатирано е дека доминираат лополити кои во напречен пресек имаат форма на инка или чаша.

Етмолит претставува мало интрузивно тело во форма на инка на кое горниот дел му е многу поширок отколку долниот (слични се со лополитите).

Сил е интрузив во форма на слој, втиснат помеѓу седиментни или вулканогени наслаги (сл. 27).

Покрај споменатите конкордантни интрузии, постојат и дискордантни, пукнатински интрузивни тела меѓу кои се издвоени:

Дајк (жила) претставува интрузивно тело кое се формира со пополнување на пукнатините во земјината кора со магматски материјал (сл. 27). Нивната должина и ширина може да биде многу поголема од дебелината, која може да варира од неколку дециметри до неколку метри. Најголем дајк, чија должина достигнува до 400 km, а дебелина 3-13 km, е констатиран во Родезија (Грејт дајк).

Прстеновидните дајкови претставуваат цилиндрични или конусовидни тела кои се изградени од магматски материјал и настанале во неколку последователни (непрекинати) магматски фази.

Некот (бисмалит) претставува интрузивно магматско тело во форма на тапа.

Хонолитот претставува интрузивно тело со неправилна форма, кое има многу сложени односи со околните карпи.

2. ХЕМИСКИ И МИНЕРАЛОШКИ СОСТАВ НА МАГМАТСКИТЕ КАРПИ

Кај магматските карпи се определува нивниот хемиски и минералошки состав. Овие две собини кај карпите се во тесна меѓусебна зависност.

Хемиски состав на карпите. Изучувањето на составот на магматските карпи покажало дека во нив се застапени само ограничен број на елементи во следните соединенија: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , Na_2O , CaO , K_2O , P_2O_5 . Освен SiO_2 , останатите соединенија во различни карпи се наоѓаат во количества кои се карактеристични за дадениот тип на карпа.

Наведените соединенија во градбата на магматските карпи учествуваат со 98 %. Со околу 1,7 % се застапени TiO_2 , MnO , SO_2 , Cl_2 и F_2 , а во многу мала количества, до 0,3 % во магматските карпи се застапени: Se, Zn, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, Sn, Li, Cs, Pb, As, Sb, Cl, F, B, U, Th (некаде се потполно отсутни).

Минералошки состав. Магматските карпи се изградени претежно од алумосиликатни и силикатни минерали во кои содржината на SiO_2 и Al_2O_3 е многу голема. Од генетска страна, тие се поделени на примарни и секундарни. Примарните се настанати како резултат на

кристализацијата на магмата, во самиот процес на ладање на интрузивите, додека секундарните минерали се поврзани со постмагматските процеси - пневматолитски, хидротермални, процеси на изветрување и др.

Според присуството во составот на магматските карпи, примарните минерали се делат на: главни, споредни и акцесорни.

Главните минерали ја сочинуваат основната маса на карпата и тие го одредуваат нејзиниот состав. Според хемискиот состав, главни минерали во карпите се: сиалични - во чиј состав како главни елементи се застапени Si и Al (фелдспати, кварц и др.) и фемски - кои имаат висока содржина на Fe и Mg.

Споредните минерали во магматските карпи се присутни до 10 % и тие немаат некоја посебна улога во дефинирањето на карпата. Во различни карпи, како споредни минерали може да бидат едни или други од групата на главните минерали.

Акцесорни минерали се оние кои во карпата се застапени во многу мали (незначителни) количини. Тие се појавуваат во карпите во облик на ретки, но убаво оформени минерали. Скоро секогаш, за определен тип на карпа се карактеристични специфични асоцијации на акцесорни минерали.

3. УСЛОВИ НА ФОРМИРАЊЕ НА МАГМАТСКИ КАРПИ И НИВНИ СТРУКТУРИ И ТЕКСТУРИ

Според условите на формирање, магматските карпи се делат на **ефузивни** и **интрузивни**. Ефузивните (вулкански) карпи настануваат кога магмата се излива на површината на земјата или на дното на водените басени. Интрузивните магматски карпи настануваат на различни длабини во земјината кора, во услови на зголемен притисок и нивно постепено ладење. Во зависност од длабочината на која се формираат, се издвјуваат: длабински или абисални и тела настанати на помали длабини кои се издвоени како хипоабисални. Последните, според нивните карактеристики, може да бидат близу до типичните длабински интрузиви или до ефузивните карпи. Различните услови на формирање на карпите имаат одраз пред сè во структурата и текстурата на магматските карпи.

Структурата на магматските карпи е условена од степенот на кристализација, апсолутната и релативната големина и форма на кристалите, нивната меѓусебна врска и нивната врска со стаклестата материја. Таа исто така е условена и од надворешните облици на одделни минерални зрна.

Зависно од степенот на кристализација, се издвојуваат три типа на структури: холокристалеста, која е карактеристична за длабинските

интрузивни карпи, хипокристалеста - карактеристична за карпи кои биле зафатени со брзо ладање на магмата и витрофирска - кај вулкански карпи од стаклеста маса.

Според големината на зрната се издвојуваат: крупнозрнести (со големина на зрната над 5 mm), среднозрнести (1-5 mm) и ситнозрнести (0.5-1 mm).

Во зависност од соодносот помеѓу зрната, структурата може да биде рамномерно зрнеста кога карпата е составена од минерални зрна со иста големина и нерамномерно зрнеста. Нерамномерно зрнестите сруктури се делат на порфирски и порфиرويدни.

Порфирската структура претставува нерамномерно зрнеста структура, условена со присуство на две генерации на зрна - едната, покрупна генерација, претставена со покрупни зрна (фенористали), а втората генерација ја гради основната маса. Таа може да биде целосно или делумно прекристализирана или стаклеста, карактеристична за вулканските карпи.

Порфиرويدната структура се карактеризира со присуство на крупни кристали кои се повеќе или помалку идиоморфни и се викаат порфиرويدни зрна (фенокристали) и ситнозрнеста основна маса. Формата на минералните зрна кои учествуваат во составот на магматските карпи, може да имаат различна кристалеста форма (хабитус). Тие може да бидат **идиоморфни**, со правилно изразени облици (форми) на кристалите, **хипидиоморфни**, кои имаат само одделни добро изразени страни и **ксеноморфни (алотриоморфни)**, кои се претставени со зрна што имаат неправилни форми.

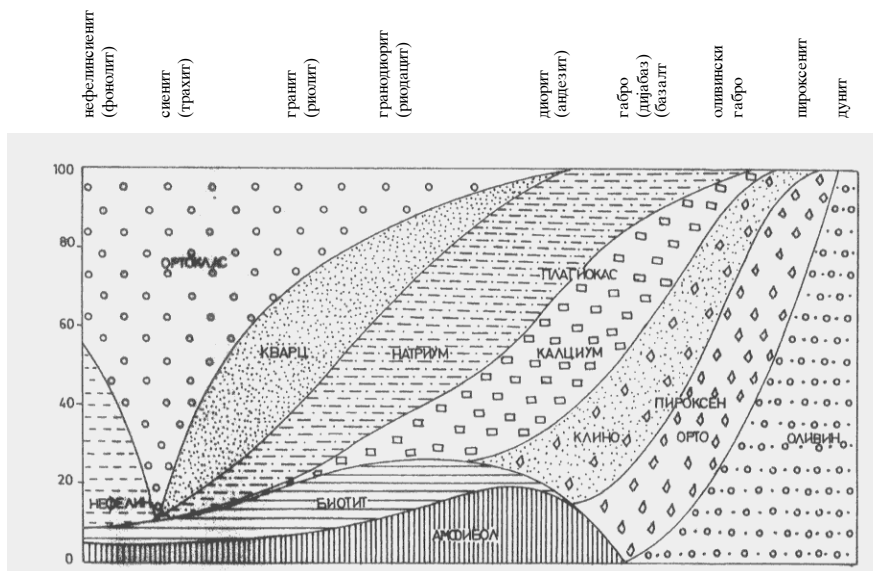
4. КЛАСИФИКАЦИЈА НА МАГМАТСКИТЕ КАРПИ

Според учеството на SiO_2 , магматските карпи се поделени во четири групи: кисели (над 65 % SiO_2), интермедијарни (со 54-65 % SiO_2), базични (45-54 % SiO_2) и ултрабазични (помалку од 45 % SiO_2). Во оваа поделба на карпите, зависно од хемискиот и минералошкиот состав, се издвојуваат и одделни групи. Истите, според нивното настанување, се делат на интрузивни и ефузивни. Ефузивните карпи, зависно од нивната изменетост (свежина), се делат на алпинотипни (свежи, нераспаднати) и палеотипни (изветреани, со изменет облик).

А. Н. Заварицки (1955), ги издвојува следните групи на магматски карпи: 1. габробазалти; 2. ултрабазични безфелдспатски карпи; 3. диорит-андезити; 4. гранити-риолити и гранодиорити-дацити; 5. сиенити-трахити; 6. нефелински сиенити-фонолити.

При дијагностицирањето на магматските карпи се користи не само определувањето на минералниот состав, туку и квантитативниот однос

на поедини минерали. Така на пример, могу е важно присуството на кварц и фелдспати од различен состав (сл. 29).



Сл. 29 Дијаграм за класификација на магматските карпи

4.1. ОПИС НА ГЛАВНИТЕ КАРАКТЕРИСТИКИ НА МАГМАТСКИТЕ КАРПИ

Група габро-базалти

Во оваа група спаѓаат базичните интрузивни карпи (габро, габро-порфирити, микрогабро, дијабази) и нивните ефузивни еквиваленти (базалти).

Габро (името е добиено по место во Италија) е интрузивна, рамномерно-зрнеста карпа, со габровидна структура. Се состои од базичен плагиоклас (лабрадор и битовнит) и моноклиничен пироксен (обично диалаг), како и од акцесорни минерали: сфен, апатит и рудни минерали (често титаномагнетит). Постојат повеќе вариетети на габро: оливинско (во кое покрај пироксен е застапен и оливин), амфиболско (како обоен минерал е застапен амфибол), норитско габро-норит (со присуство на ромбичен пироксен). Како леукократно габро се издвојуваат **лабрадорити** и **анортозити**. Првите скоро во целина се изградени од базичен плагиоклас - лабрадор, додека анортозитите се карактеризираат со присуство на определено количество на кварц или калиски фелдспат.

Со групата на габро се поврзани наоѓалишта и појави на минерални сировини: титаномагнетит, бакарни сулфиди и бакар.

Карпите од групата на габро во природни услови се застапени во форма на лаколити, лополити и штокови, а градат и крупни масиви од неколку стотини километри квадратни. Таков е габро-диабазниот масив Демир Капија - Гевгелија во Македонија.

Како хипоабисални карпи од групата на габро се микрогаброто и габро-порфиритот кои претставуваат мали тела по краевите на големите масиви. Тие според составот се исти со габрото, но се поситнозрнести или имаат порфирска структура.

Диабазите се претставени како со интрузивни, така и со ефузивни вариетети. Од габрото се разликуваат по структурата. Тие се средно, но и ситно зрнести карпи со темно зелена или зеленкасто-сива боја, се состојат од плагиоклас и пироксен со офитска (дијабазна) структура во која кристалите на плагиоклас се подобро изразени (идиоморфни) од пироксенските минерали.

Базалти и мелафири претставуваат ефузивни еквиваленти на габрото. Свежите базалти се составени од лабрадор, битовнит, анортит, аугит, а често и оливин. Во нив се присутни магнетит и илменит. Основната маса на базалтите е составена од ситни кристали од плагиоклас, пироксен и магнетит, со кафеава или зелена стаклеста материја, со шуплини кои понекогаш се исполнети со калцит (мандоли), зоолити, кварц, калцедон и др. стаклестата материја може и да отсуствува, но истата може да ја гради и целата основна маса.

Мелафирите се разликуваат од базалтите по тоа што имаат изразито мандолеста структура.

Група на ултрабазични безфелдспатски карпи

Во составот на оваа група на карпи доминираат: пироксенот, оливинот и поретко амфиболите, хромитот и железни руди. Како споредни се застапени: биотит, понекогаш гранати и ретко корунд. Овој тип на карпи имаат крупно или средно-зрнеста структура, ретко ситнозрнеста. Обично се нерамномерно зрнести, а понекогаш и порфиرويدни. Ултрабазичните карпи обично имаат темно зелена, темно зелено-сива и црна боја.

Според минералниот состав, во оваа група се издвојуваат:

1. **пироксенити** во кои доминира пироксенот, помалку се застапени амфиболите, а како акцесорни се јавуваат оливин, биотит и особено рудни минерали;
2. **перидотити** во кои доминираат оливин и пироксен;
3. **оливински карпи - дунити** (од оливин и хромит) и **оливинити** (од оливин и магнетит);
4. **хорнблендити** (амфиболска карпа составена од примарен амфибол).

Типична хипоабисална и ефузивна карпа од ултрабазичен состав е **пикритот** кој е составен од црвено-кафеав базалт аугит и оливин, со примеси од рудни минерали и апатит.

Како значаен вариетет на ултрабазичните карпи се јавуваат **кимберлитите** кои се носители на дијаманти (во Јужна Африка и во Јакутија во Сибир). Тоа се цилиндрични цевки, кои во пречник достигнуваат и до 1 km, а се наполнети со парчиња од кимберлити кои во свежа сотојба се составени од оливин, пироксен и лискуни со примеси на пироп, илменит, хромит и др.

Група диорити-андезити

Диоритите се длабински интрузивни магматски карпи, кои се карактеризираат со рамномерно кристалеста или порфиرويدна структура. Претежно се составени од плагиоклас и обоени минерали (биотит, амфибол и пироксен), додека кварцот е застапен многу малку или воопшто не е присутен. Според присуството на обоените минерали се издвојуваат биотитски, биотит-амфиболски и други вариетети на диорити, како и кварцни или безкварцни диорити, ако содржината на кварц изнесува од 6 до 10 %.

Диоритите претставуваат преоден тип на карпи помеѓу базичните (група на габро) и киселите (група на гранити).

Како хипоабисални магматски тела од диоритски состав се издвојуваат диорит-порфиритите и жилните типови-лампрофири.

Диорит-порфиритите се карактеризираат со микродиоритска порфирска структура (во порфирски кристали се застапени плагиоклас, биотит, амфибол или пироксен). Лампрофирите се карактеризираат со висок степен на идиоморфизам на минералите и се многу јасно издиференцирани по својот состав. Меѓу нив се издвојуваат: лискунско-плагиокласови и амфиболско-плагиокласови вариетети и др.

Диоритите најчесто се поврзани со крајните делови на гранитските масиви, но тие понекогаш градат самостојни масиви. Тие се среќаваат така и како штокови, дајкови, лаколити и други интрузивни масиви.

Андезитите се терциерни до рецентни карпи, кои претставуваат изливни еквиваленти на диоритите. По боја се темносиви темнозелени, сопорфирска структура и масивна до флуидална текстура. Најчесто се појавуваат во плочести маси, со столбчесто или банковито лачење. Во основа андезитите се изградени од фенокристали на андезин, хорнбленда, аугит, биотит и хиперстен, кои лежат во микроструктурата до стаклеста основна маса.

Група гранит-риолит и гранодиорит-дацит

Оваа група се состои од повеќе типови на кисели магматски карпи кои се познати под заедничко име **гранитоиди**, нивни еквиваленти од жичен тип и ефузивни еквиваленти.

Гранит (granum-зрно). Овие карпи, како длабински типови, се наполно искристализирани и се карактеризираат со рамномерно зрнеста или порфиرويدна структура. Составени се од кварц, калиско-натриски и калцитско-натриски фелдспати, помалку лискуни и други обоени минерали. Според присуството на обоените минерали се издвојуваат следните вариетети: биотитски, мусковитски, мусковит-биотитски и амфиболски гранити. Ако обоените минерали отсутствуют, се издвојуваат како леуократни гранити - аљаскити. Ако во гранитите калискиот фелдспат (ортоклас и микроклин) е изразито застапен, тие се издвојуваат како калиски гранити, а ако плагиокласот е застапен повеќе од 10 %, тогаш тие се плагиогранити. Во целина, гранитите се леуократни карпи со бело-розова боја.

Гранодиорити и кварц-диорити се карпи кои се разликуваат од диоритите по содржината на кварцот и постепено зголемување на присуството на обоените минерали и зголемување на базичноста на плагиокласот (до андезин), намалување на киселоста и зголемување на содржината на CaO, MgO и FeO.

Хипоабисални и жилни карпи од оваа група се: гранит-порфири, аплити и пегматити.

Гранит-порфири се кристалести порфирски карпи со ситнозрнеста структура на основната маса и порфирски кристали (претежно од ортоклас). Основната маса е од фелдспати и кварц, малку е присутен лискуниот, како и амфиболот и пироксенот.

Аплитите се ситнозрнести, ретко порфиرويدни, леуократни карпи кои се состојат претежно од кварц и калиски фелдспати. Во нив понекогаш се присутни мали количества на лискуни, гранати, турмалин и др. Тие обично прават жили со различни димензии.

Пегматитите претставуваат различнозрнеста, првенствено крупнозрнеста карпа, која се среќава во форма на жили, леќи, гнезда, штокови и други тела. Тие имаат ист состав со матичните гранитоидни тела, а збогатени се со минерали што содржат вода, F, B, Cl и др., а често пати се збогатени со ретки и расеани елементи.

Ефузивните карпи од групата на гранити се претставени со риолити (липарити) и риолитски порфири.

Риолитот претставува ефузивна карпа од групата на гранити. Основната маса е стаклеста или ситнокристалеста со порфирска структура, која претставува мешавина од алкален фелдспат и кварц (како микролити) и стаклеста материја. Како одделни зрна се присутни

алкален фелдспат заедно или одделно со кварц, плагиоклас, биотит, амфибол и пироксен.

Дацити и кварц-порфирити се ефузивни еквиваленти на некои калко-алкални гранити, гранодиорити и кварцдиорити. Тие се порфирски карпи кои во основната маса се аналогни на риолитите или на андезитите, со кристали на калциско-натриски плагиоклас и кварц, често пати заедно со биотит, амфибол и пироксен. Како акцесорни се присутни рудни минерали, апатит, циркон и др.

Група на сиенити и трахити

Сиенитот претставува интрузивна карпа која е составена претежно од алкални фелдспати, со присуство на еден или неколку обоени минерали (главно амфибол, поретко биотит и пироксен). Доколку во карпата е присутен кварц (многу помалку отколку во гранитите), тогаш карпата се издвојува како гранит-сиенит или кварц-сиенит. Ако во карпата е присутен нефелин, тогаш карпата се вика нефелин-сиенит. Со зголемувањето на содржината на обоени минерали, нормалниот сиенит преминува во меланократен сиенит, а понатаму во **шонкинит**.

Хипоабисална карпа од оваа група е **сиенит-порфирот**, кој се разликува од гранит-порфирот со отсуство на кварц или неговото присуство е во многу мали количества.

Трахитите се ефузивни еквиваленти на сиенитите. Обично имаат порфирска структура. Составени се од криптокристалеста маса која се состои од алкален фелдспат и стаклеста маса од ист состав. Во основната маса скоро целосно отсуствува примарен кварц. Понекогаш во основната маса се присутни интермедијарни плагиокласи и еден или повеќе обоени минерали (биотит и аугит). Палеотипните еквиваленти на трахитите се викаат **ортофири**.

Ортофирите во кои отсуствуваат калциските плагиокласи и алкалните обоени минерали, се издвојуваат како **кератофири**.

Група на нефелин-сиенити и фонолити

Оваа групана интрузивни карпи имаат многу изразен алкален карактер. Составени се претежно од алкален фелдспат (65-70 %) и нефелин (околу 20 %), ретко други фелдспати и незначително присуство на обоени минерали (10-15 %, биотит и алкален амфибол). Кварцот во нив отсуствува.

Нефелин-сиенитите претставуваат интрузивни, рамномерно зрнести, ретко порфирски карпи, кои се состојат од фелдспати и нефелин. Во нив скоро постојано се присутни минерали на расеани и ретки елементи, меѓу кои се: циркониум, титан, тантал, ниобиум и ретки

елементи. Тие понекогаш се присутни во такви количества што можат да бидат значајни за експлоатација. Како жилни типови се: нефелински пегматити и аплити, кои по својот минерален состав соодветствуваат на нефелин-сиенитите.

Меѓу хипоабисалните карпи од оваа група, типични се нефелин-порфиритите, со изразени порфирски зрна од нефелин и алкален фелдспат и ситнозенеста основна маса, која по состав е како нефелинските сиенити.

Фоолити се ефузивни карпи од оваа група, кои по составот се многу блиски на алкалните трахити. Тоа се порфирски карпи во кои основната маса е од алкален фелдспат и нефелин и зрна од фелдспати (санидин, анортотоклас) и нефелин. Понекогаш се присутни амфиболски зрна, а исто така и кристали од пироксен, оливин и др.

Лампрофирите претставуваат посебна група на меланократни хипоабисални и жилни карпи, кои се разликуваат од останатите интрузивни карпи по големата содржина на темни (мафички) минерали, особено биотит, амфибол и пироксен, кои се застапени како одделни зрна. Основната ситнозрнеста маса е составена од истите темни минерали и светли фелдспати. Лампрофирите се интензивно подложни на секундарни измени и обично асоцираат со карбонатите.

1. МЕТАМОРФИЗАМ

1.1. ОСНОВНИ ПОИМИ

Метаморфизмот го претставуваат различни ендегени процеси, со кои се поврзани различни измени во структурата, минералошкиот и хемискиот состав на карпите, во новонастанатите услови. Во метаморфизмот не спаѓаат процесите кои настануваат во услови на изветрување и дијагенеза (оцврстување), како и во услови на топење на карпите. Главни фактори на метаморфизмот се температурата (повисока од 300-350 °C), притисокот (хидростатички и едностран), составот и хемиската активност на растворите или флуидите. Исто така, големо значење имаат и составот и градбата на примарните карпи и геолошките услови на развитокот на метаморфизмот (просторни и генетски односи со тектонски движења, магматизмот и др.). Метаморфните процеси се состојат во распаѓање на првобитните минерали во молекуларната прераспределба, и формирање на нови, постабилни минерални асоцијации во дадените услови, т.е. настанува делумна или целосна прекристализација на карпите со формирање на нови структури и во поголем број случаи, нови минерали.

Температурата се смета за еден од главните фактори на метаморфизмот. Нејзиното зголемување може да биде предизвикано од следните причини: 1. од геотермијата; 2. од близината на магматско огниште или магматска интрузија која се лади и 3. од триењето кое настанува при тектонските деформации.

Зголемувањето на температурата условува зголемување на циркулацијата на растворите кои доведуваат до прекристализација на карпите во цврста состојба кои нагло ја зголемуваат брзината на хемиските реакции. Според некои податоци, со зголемувањето на температурата за 10 °C, брзината на хемиските реакции се зголемува два пати, со зголемување за 100 °C, брзината е 1 000 пати поголема, а при зголемување за 200 °C, брзината е поголема за милион пати. Според температурниот закон (по В. И. Лучицкиј), зголемената температура доведува до формирање на минерални асоцијации кои ја апсорбираат температурата (негативна топлинска реакција) и обратно, намалувањето на температурата доведува до формирање на асоцијации кои издвојуваат топлина (позитивна топлинска реакција).

На пример:

зголемување на T °C

Каолинит -----> Андалузит + Кварц + Вода

Притисокот, исто така, претставува многу важен фактор за метаморфизмот, особено таму каде што голема улога има издвојувањето на гасовитата фаза (на пример CO_2 при преобразбата на варовникот, калциско-силикатни карпи со учество на SiO_2 и Al_2O_3). Притисокот има голема улога при формирањето на структурите и текстурите на метаморфните карпи. Со зголемување на притисокот може да се забрзуваат или намалуваат процесите на хемиските реакции. Зголемувањето на притисокот доведува до намалување на зафатнината, така што при тие услови, минералите кои настануваат се со многу покомпактни кристални решетки, а карпата станува многу погуста, како на пример:

Оливин + Анортит -----> Гранат

Хемиските преобразби при метаморфизмот се многу сложени и се одразуваат со различните меѓусебни односи на материјата која се наоѓа во кристалеста и во течна или гасовита состојба. Особено важна улога имаат водените раствори и гасовите, кои ги пополнуваат порите помеѓу минералните зрна или пукнатините во самите карпи. Во водените раствори, а исто така и во гасовитата фаза, се присутни хемиски соединенија, често од магматско и постмагматско потекло: H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO , SiO_2 , H_2S . Од нив посебно се активни водата, CO_2 и SiO_2 .

При истражувањата на метаморфните комплекси треба да се има во предвид следното: 1. кои геолошки процеси довеле до метаморфизам и нивните карактеристики (специфичности); 2. кои физичко-хемиски услови доминирале за време на метаморфизмот. Според првиот критериум се издвојуваат типови на метаморфизмот, а според вториот се врши генетска класификација на метаморфните карпи.

2. ТИПОВИ НА МЕТАМОРФИЗАМ

Меѓу релативно простите типови на метаморфизам, при геолошките истражувања се издвојуваат два типа: 1. контактен метаморфизам и аутометаморфизам поврзан со интродуирање на магматските карпи и 2. динамометаморфизам кој е поврзан со тектонските деформации на карпите. Меѓутоа, треба да се има во предвид дека карпите често пати во себе носат траги на многукратни преобразби, кои се условени од дејството на различни геолошки процеси кои имале соодветно дејство на формирањето на метаморфните карпи. Така, многу од метаморфните, кристалести карпи кои се претставени со гнајсеви, а се покриени со фаунистички детерминирани палеозоиски наслаги, се определени како мезозоиски, што ни укажува дека метаморфизмот бил реактивиран (повторен) во

мезозоик, иако карпите се од предпалеозоиска старост. Воголем број на случаи комплексноста на метаморфните процеси не дозволуваат строга детерминација. Појавата на многукратен метаморфизам е позната како **полиметаморфизам**.

Контактниот метаморфизам претставува термичко и хемиско дејство на интрузивните магматски карпи врз околните карпи во кои тие се втиснати. Под дејство на интрузиите кои постепено се ладат, во околните карпи се врши интензивна минерална преобразба, зависно од близината на интрузијата. Во целост, интензитетот на контактниот метаморфизам зависи од примарниот состав на матичните карпи, од оддалеченоста на контактот, од длабочината на процесот, од големината на карпите, формата и карактерот на контактот на интрузивното тело, од неговиот состав и од присуството на течни и гасовити компоненти.

Контактните измени се поинтензивни под дејство на кисели интрузии, кои се побогати со гасовити компоненти од базичните. Контактните измени во матичните карпи според интензивноста се одвиваат по следниот редослед: глинци, глинести шкрилци, карбонатни карпи (доломити, варовници), базични магматски карпи, вулкански туфови и туфогени наслаги, песочници и песокливи карпи, силикатни карпи. Контактните измени се зголемуваат во карпите кои се испукани и порозни и низ кои пареата и растворот можат слободно да циркулираат.

Магмата која дејствува на матичните карпи исто така се менува. Оваа промена на составот на интрузивните карпи е позната како **ендоконтактен** метаморфизам, додека промената во матичните карпи е позната како **егзоконтактен** метаморфизам. Карпите зафатени со метаморфизмот прават контактен ореол или зона на контактни промени.

Кај контактниот метаморфизам се разликуваат два типа: термички и метасоматски метаморфизам.

Термичкиот метаморфизам претставува процес на промена на карпите кога главен фактор на метаморфизмот е температурата. Овој процес се одвива при висока температура и низок притисок, без учество на материјата од интрузијата. Во овој случај, прекристализацијата на карпите се врши без некоја изразита измена на хемискиот состав. Така, глиниците преминуваат во шкрилци, чистите варовници во мермери итн.

Метасоматскиот метаморфизам се дели на два вида и тоа: **хидротермален и пневматолитски**, помеѓу кои не постои изразита граница, бидејќи двата вида се среќаваат заедно. При хидротермалниот метаморфизам основна улога имаат водените раствори-хидротермите, додека при пневматолитскиот главна улога имаат гасовите. Во случај кога овие два вида не можат да се одделат се претставуваат како метасоматски метаморфизам или **метасоматоза**. Како вариетети на овој

тип на метаморфизам се издвојуваат: 1. грајзенизација - кога гранитните карпи се изменуваат во кварц-лискунски агрегат со примеси на каситерит, шелит и др.; 2. хлоритизација - кога железо-магнезиските минерали се заменуваат со хлорит; 3. серицитизација - фелдспатите се заменуваат со серицит; 4. серпентинизација - кога ултрабазичните карпи се заменуваат со серпентинит.

Процесите на метасоматоза многу силно се манифестираат на контактот со карбонатните карпи, кои преминуваат во силикатни карпи, познати како **скарнови**. Под дејство на еманации од гасови и минерализирани раствори што содржат Si, Al, Fe и други елементи и соединенија, како во егзоконтактот, така и во ендоконтактот, се создаваат минерали од групата на пироксени и гранати. Подалеку од контактот во скарнот се присутни амфиболи, епидот и хлорит, а уште подалеку од контактот карпите се силифицирани под дејство на силикатните хидротерми. Со пироксен-гранатскиот скарн се поврзани минерализациите на магнетит, хематит, а исто така и манган, цинк и шелит. Со амфиболските скарнови се поврзани минерализациите на шелит, молибденит, каситерит, халкопирит, сфалерит, галенит, злато и други минерали, а од нерудните: талк, флуорит, хризотил-азбест.

Метасоматските процеси (пневмолитски и хидротермален) во некарбонатните карпи се манифестираат многу послабо и често пати се набљудува само незначително збогатување со сулфиди или со запечена корка од матичната карпа.

Автометаморфизмот претставува низа на процеси кои се одвиваат за време на ладењето на магмата и нејзиниот премин во магматска карпа. Автометаморфизмот се манифестира со измена на термодинамичките услови (опаѓање на температурата и притисокот) во процесот на кристализација на карпата, а исто така и под дејство на заостанатиот растоп, гасовитата материја и хидротермалните раствори кои реагираат на зацврстените делови од интрузијата. Автометаморфизмот настанува при T° која е повисока од 600°C , пневмолитскиот метаморфизам при T° од $600\text{--}375^{\circ}\text{C}$ и хидротермалниот метаморфизам при T° помалку од 375°C .

Автометаморфизмот најчесто се манифестира со серпентинизација на ултрабазичните карпи, пропилитизација на ефузивните карпи, а исто така и со формирање на серицитски и секундарни кварцити за сметка на силификацијата на киселите интрузиви и ефузивите од среден состав. Процесите на автометаморфизам се одвиваат под дејство на жешки јагленород-диоксидни раствори кои доведуваат до заменување на оливинот со серпентин, биотит и пироксен.

Динамичен (катакластичен) метаморфизам претставува структурна, помалку минералошка, преобразба под дејство на тектонските движења кои условуваат набирање и раседнување во карпите без учество на магма. Основен фактор на динамо-

метаморфизмот е хидростатичкиот и едностранниот притисок - стресот. Процесот на динамометаморфизмот во карпите може да биде пластичен, кога карпите се деформираат пластично или катакластичен, во случај кога карпите се дробат (катакластикас-здробен). Здробените карпи при катакластичниот метаморфизам се нарекуваат **катаклазити** (катаклазирани гранити, гнајсеви и др.). Ако карпата при дробењето е смелена во фина прашкаста материја при прекристализацијата настануваат карпи познати како **милонити**, а самиот процес на нивно формирање е наречен **милонитизација**. Во услови на ниска температура и слаби притисоци, под дејство на водата што циркулира и ракрстализацијата, од здробениот милонитски материјал може да се формира карпа позната како **филонит**. Во составот на оваа карпа најчесто се присутни кварц, серицит, хлорит и други минерали со ламинарна структура.

При пластичните деформации на динамометаморфизмот, минералите (или група на минерали) се разместуваат едни во однос на други и формираат структури на течење “ротација” и шкриљавост. При овој динамометаморфизам настануваат нови минерални асоцијации, а се менуваат структурата и текстурата.

Регионалниот метаморфизам претставува процес на преобразба на карпите под дејство на топлинската енергија која зафаќа големи пространства при што се формираат широки зони на метаморфизам. Измените на минералошкиот состав во зависност од длабочината на карпите, ни укажува дека температурата при регионалниот метаморфизам може да достигне и до 700 °C, а понекогаш и до 800 °C. Така, основните причини кои доведуваат до регионален метаморфизам се високата температура и постепеното зголемување на притисокот кој надминува 10 000 bar.

При регионалниот метаморфизам изворот на топлина се наоѓа на голема длабочина и неговиот карактер не е многу јасен. Веројатно постои комбинирано дејство на различни извори: зголемување на температурата со зголемување на длабочината (за сметка на геотермичкиот градиент, кој во дадените случаи на метаморфизам се манифестира во сооднос 100 °C на 1 km); присуството на длабински магматски жаришта; механичкото генерирање на топлина поврзано со деформациите на карпите; тектонските движења и др.

Во регионалниот метаморфизам, слично како кај контактниот, многу добро е изразена зоналноста, која се манифестира во тоа што карпите со ист состав кои се наоѓаат во различни услови на P и T (притисок и температура) можат да се преобразат во метаморфни карпи со различен состав. Според У. Груберман (1904-1906) се издвојуваат три длабински зони на регионален метаморфизам, кои се карактеризираат со различни вредности на притисок и температура и тоа: епизона, мезозона и катазона.

Епизоната се наоѓа најблиску до површинските делови на земјината кора, каде температурата е ниска, има незначителен хидростатички притисок и висок едностран притисок (стрес).

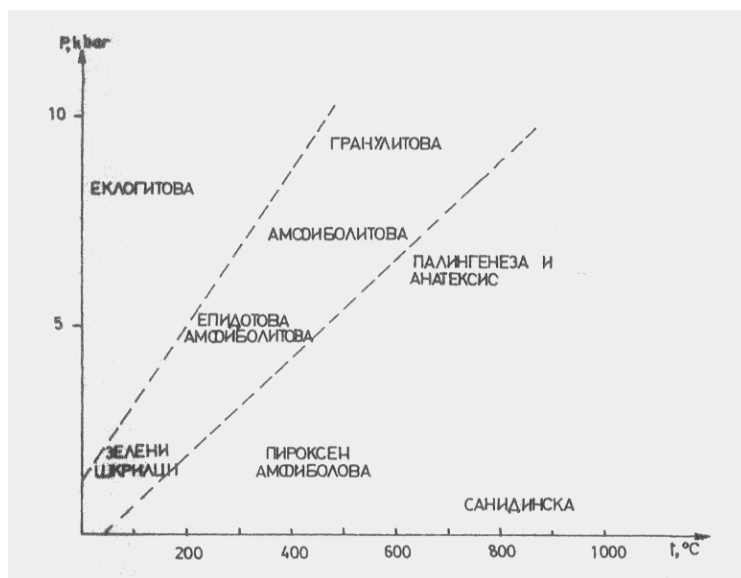
Мезозоната се наоѓа подлабоко од епизоната и тука метаморфизмот се одвива под дејство на умерена температура и скоро еднакво влијание на хидростатичкиот и едностраниот притисок.

Катазоната се одвива на висока температура и многу зголемен хидростатички притисок. Во дадени услови преобразбата на карпите е најизразена.

Во зависност од температурните услови и големината на притисокот, се манифестира низа од минерали-индикатори (индекс минерали) кои настануваат по определен редослед, зависно од зголемувањето на температурата и притисокот: хлорит ----> биотит ----> гранат (алмандин) ----> стауролит ----> дистен ----> силиманит.

3. МЕТАМОРФНИ ФАЦИИ

Претходно навадената зоналност во регионалниот метаморфизам само според притисокот и температурата, нема доволна основа во минералошко-петрографските и физичко-хемиските особини при настанувањето на метаморфните карпи. Современите претстави за метаморфизмот се поврзуваат со изучувањето на метаморфните фации, кои меѓусебно се контролираат со термодинамичките, хемиските, концентрациски, структурно-текстурни и други фактори. За да се одреди некоја карпа во една или друга метаморфна фација, единствен критериум е тој што во карпата со еднаков хемиски состав при исти услови се развива една иста минералошка асоцијација. Во почетокот Ескола издвоил пет метаморфни фации: фации на контактен метаморфизам (санидинска и силиманит-кордиеритска) и фации на регионален метаморфизам (фација на зелени шкрилци, амфиболитска и еклогитска фација). Подоцна (1935) тој издвојува 8 фации на метаморфизам, така што амфиболитската фација ја дели на епидот-амфиболитска и сопствено-амфиболитска фација, а воведува и две нови, гранулитска и фација на глаукофански шкрилци. Фацијата на глаукофански шкрилци ја издвојува посебно и ја поврзува со дејството на големи притисоци, но при ниска температура. Блиски претстави за метаморфните фации се дадени и подоцна од Тарнер и Ферхуген (1961) чии принципи се применуваат и денес со некои дополнувања, како што е приложената шема на фациите на метаморфизам од Елисеев (1976, сл. 30).



Сл. 30 Дијаграм на метаморфните фации (по Н. А. Елисеев)

Фација на зелени шкрилци. Во оваа фација спаѓаат карпи кои се релативно слабо променети (серицитско-хлоритски шкрилци, филити, прекристализирани песочници, талкшисти, мермеризирани варовници и др.), а од магматските карпи: диабази и спилити. Овде се застапени хидроксидни и нискотемпературни минерали, како што се: хлорит, мусковит, талк, серпентин, потоа како типични албит, актинолит, калцит, доломит и др.

Фација на епидот-амфиболски шкрилци. Во оваа група на карпи се издвојуваат: стауролитски, епидотски, албитски шкрилци, потоа мермери, гнајсеви и некои гнајсгранити. Карактеристично е појавувањето на епидот, потоа олигоклас (за сметка на албитот), гранат (алмандин), стауролит, биотит, амфибол. Карактеристична е тенденцијата на преминување на плагиокласот од кисел кон побазичен.

Амфиболитска фација. Границата помеѓу епидот-амфиболитска и амфиболитската фација не е секогаш јасна, бидејќи во обете фации се застапени калиски фелдспати, андезин, мусковит и биотит. Во амфиболитската фација најзастапен е амфиболот, интермедијарен плагиоклас, гранат (алмандин, понекогаш grosular) и стауролит. Во оваа фација хлоритот е отсутен или секундарен. Во оваа фација се претставени следните карпи: гнајсеви, дистен-гранатски микашисти, амфиболити, кварцити и други кои се настанати во услови на широк дијапазон на температура и притисок, кои одговараат на среден и висок степен на метаморфизам. Овие карпи се најзастапени во прет-палеозоиските комплекси.

Гранулитската фација ги опфаќа крупнокристалестите карпи од типот на гнајсеви, амфиболити и мермери кои се застапени во длабинските зони на метаморфните комплекси. Како високо-температурни минерали во нив се јавуваат: хиперстен, диопсид во карбонатни карпи, магнетит, рутил, силиманит, кордиерит, гранат, амфибол, кварц, плагиокласи. Се претпоставува дека метаморфизмот од оваа фација настанува во услови на висока температура меѓу 700-800 °C и притисок од неколку илјади бари.

Еклогитската фација е поврзана со метаморфизмот на базични и ултрабазични карпи, во кои главни минерали се омфацит (диопсид што содржи Na_2O) и гранат од групата гросулар и пироп. Карпите од еклогитската фација настануваат со метаморфизам на габро, перидотити, дунити и амфиболити.

Според условите на формирање на карпите, оваа фација е аналогна на амфиболитската фација, но настанува во услови на големи притисоци, така што е блиска на гранулитската фација. Се смета дека еклогитите го градат горниот дел од мантијата (обвивката) на Земјата.

Пироксен-кордиеритската фација претставува типично контактна метаморфна фација, која е настаната во услови на високи температури (400-800 °C) и притисоци околу 3 000 bari, на контакт со крупни интрузии. Во оваа фација карактеристична минерална асоцијација е: албит, биотит, епидот, андалузит, кордиерит, диопсид, везувијан, корунд.

Ултраметаморфизмот претставува најинтензивно изразен метаморфизам кој има регионален карактер, при кој карпите од кисел состав повторно преминуваат во магматски растоп. Така, овој метаморфизам претставува граница меѓу метаморфизмот и магматизмот и овие појави се познати како анатексис и палингenezа.

Анатексисот означува делумно или целосно претопување на карпите и создавање на гранитска магма, а **палингenezата** претставува целосно претопување на карпите во услови на ултраметаморфизам со формирање на магма која е способна да се движи (преместува).

Ултраметаморфизмот е карактеристичен за карпите од архајска и ранопротерозоиска старост, кога регионалниот термички флукс бил многу повисок од денешниот.

4. МЕТАМОРФНИ КАРПИ

Шкриљавост на метаморфните карпи. Како резултат на метаморфните процеси, карпите се подложни на текстурни промени кои се манифестираат во шкриљавост, т.е. ориентација на минералите по определени рамнини, во површини паралелни меѓу себе, кои условуваат правилно цепање (цепливост), листест состав и зголемена кршливост.

Шкриљавоста во карпите се изразува во цепливоста подолж паралелни површини, која е настаната од метаморфните процеси во определени геолошки комплекси (претежно примарни глиновити наслаги). Шкриљавоста на карпите во различни геодинамички и тектонски процеси се следи со изразена цепливост, листнатост и кливаж и фолијација на карпите.

Кливаж (кливаж на течење) настанува во услови на пластично течење или прекристализација во услови на низок степен на метаморфизам и е поврзан со ламинарно лизгање подолж површини на слоевитост, особено е изразен при процесите на набирање.

Фолијацијата ги вклучува поимите на кливаж и шкриљавост и претставува заедничка ознака за површинската ориентација на структурните и текстурните признаци во карпите (положба на листестите и издолжените минерали).

Будинаж (боудин-колбаса) претставува појава кога за време на метаморфизмот, во процесите на тектонско набирање, доаѓа до пластично течење. Компактните карпи се кинат на парчиња кои меѓу себе се издвоени со материјал од пластичните слоеви.

4.1. ГЛАВНИ ТИПОВИ НА МЕТАМОРФНИ КАРПИ

Метаморфните карпи, според генезата се делат на две класи: **ортометаморфни** карпи, настанати за сметка на магматски карпи (ортогнајсеви, ортоамфиболити) и **параметаморфни** карпи, кои се настанати од седиментни карпи (парагнајсеви, параамфиболити). Меѓутоа, понекогаш признаците на примарните карпи се наполно уништени и тогаш не е јасно кон која примарна карпа припаѓала дадената метаморфна карпа. Карактеристиките на некои поважни типови на метаморфни карпи ќе бидат прикажани подоцна.

Филити (phyllon-лист). Претставуваат метаморфизирани глинци (глинести шкрилци) и аргилити, кои имаат скриено кристалеста структура. Текстурата им е шкрилеста, тракаста или ундуласто шкрилеста. Филитите се состојат од кварц, серицит, албит, поретко ортоклас и калцит. Бојата на филитите е зеленкаста (од присуството на хлорити) до кафеава (оксидни минерали на Fe). Тие се карактеризираат со седефаст или свилест сјај и се типични претставници на фацијата на зелени шкрилци.

Лискунските шкрилци (микашисти) се метаморфни карпи со повисок степен на метаморфоза од филитите, метаморфозирани во амфиболитската фација. Тоа се наполно кристалести карпи со шкрилеста текстура, условена од паралелната ориентација на лискуните. Покрај лискуните, во нив се присутни кварц, фелдспати, гранати, дистен и амфиболи. Според содржината на лискуните се

издвојуваат биотитски, мусковитски и дволискунски шкрилци (микашисти).

Меѓу метаморфните карпи, како кристалести шкрилци, посебно се издвојуваат **талкшисти и хлоритски шкрилци**. Првите се претставени претежно со листести кристали на талк, во кои во незначителна количина може да биде присутна материја составена од кварц, хлорит и актинолит. Хлоритските шкрилци се претставени претежно од хлорит и серицит и се карактеризираат со изразито шкрилеста структура и зелена до темно-зелена боја. Во нив, покрај хлорит и серицит, често пати е присутен талк, фелдспати, магнетит и пирит.

Серпентинитот претставува продукт на аутометаморфизам на оливинот и пироксенот при релативно ниска температура (помала од 500 °C). Во серпентинитите може да се сретнат партии кои се неизменети, составени од оливин и пироксен, а исто така се присутни и талк, магнетит, хромит, амфибол и гранат. Серпентинитите се карактеризираат со зелена или маслинесто-зелена до црна боја и имаат типичен школкаст прелом.

Гнајсевите се многу широко распространети карпи, карактеристични за амфиболитската фација на метаморфизам. Во нив се застапени фелдспатите (калски фелдспати или плагиокласи или заедно) и кварцот, потоа мусковит, биотит, амфибол и др. Меѓу гнајсевите се разликуваат пара и ортогнајсеви. Првите се настанати како резултат на длабок метаморфизам на седиментните карпи, додека вторите се настанати во услови на длабок метаморфизам на вулкански карпи (ефузивни карпи од кисел состав и од нивните туфови). Во целост, минералниот состав на гнајсевите е близок до гранитите.

Амфиболитите претставуваат метаморфни карпи кои се состојат од амфибол и плагиоклас и незначителна количина на примеси. Амфиболитите, за разлика од другите карпи со висок степен на метаморфизам кои се изразито шкрилести, не се секогаш ушкрилени. Амфиболитите се продукт на регионален метаморфизам (и контактен метаморфизам со умерен интензитет) од базични карпи-габро, дибази, базалти, туфови, а исто така и од лапоровити карпи.

Гранулитите се карпи кои настанале во услови на гранулитска фација на метаморфизам, за разлика од другите леуократни гнајсеви (гранатот е претставен со алмандин) кои настанале во други услови на метаморфизам. Тие се релативно рамномерно зрнети карпи без лискуни и амфибол и со слабо изразена шкриљавост. Гранулитот е карпа изградена од кварц, фелдспат (плагиоклас и калски фелдспат) и гранат (пироп), а е присутен и силиманитот.

Кварцитите претставуваат карпи настанати во услови на регионален метаморфизам од кварцни песочници и песоци и се состојат претежно од зрна од кварц, а во незначителни количества може да има лискуни, фелдспати, гранати, хлорит и оксиди на железо.

Мермерите се настанале од калцитски и доломитски варовници, метаморфозирани во услови на фација на зелени шкрилци и амфиболитска фација. Мермерите исто така настануваат во услови на контактен метаморфизам кога прекристализацијата е условена од температурното влијание на магматските тела.

Мигматитите претставуваат метаморфни карпи кои се составени од слоеви на гнајсеви и крсталести (лискунски) шкрилци, меѓу кои се редат тенки прослојци-жици од 1 до 3 cm од кварц-фелдспатски материјал. Мигматитите настануваат за сметка на инекциите на магма подолж рамнините на слоевитост или за сметка на делумно топење на примарните метаморфни карпи. Така, субстратот може да биде орто или пара-метаморфна карпа, додека жилниот материјал е главно од гранитен, гранодиоритски, плагиогранитски, диоритски, сиенитски и ретко од габроиден состав.

1. ЕГЗОГЕНИ ГЕОЛОШКИ ПРОЦЕСИ

1.1. ОПШТИ ПОИМИ ЗА ЕГЗОГЕНИТЕ ГЕОЛОШКИ ПРОЦЕСИ

Егзогените процеси се поврзани со дејството на надворешните сили што се манифестираат на површината на Земјата или во длабината на земјината кора. Егзогените процеси се поврзани пред сè со дејството на сончевата радијација, гравитационите сили и дејството на организмите. Како резултат на активноста на егзогените процеси, настанува дезинтеграција на карпестите маси во површинските делови на земјината кора, транспортирање на парчињата од дезинтеграцијата или растворена материја и таложење на тој материјал на други места, каде постојат услови за формирање на нови наслаги на карпести маси (седименти). Распаѓањето на карпестите маси настанува како резултат на дезинтеграција под дејството на проточните води, плимата и осеката на морските води, од работата на ветрот и ледниците. Транспортирањето (преносот) на разрушениот материјал се врши под дејство на гравитационите сили или под дејство на проточните води (реки) и морски бранови, а исто така од движењето на ледниците и ветровите.

Примарно значење во развојот на егзогените геолошки процеси има сончевата радијација која претставува најважен фактор во создавањето на формите, односно ликот на Земјата. Сончевата радијација претставува главен извор на настаните во атмосферата и на земјината површина, под дејство на температурните осцилации (дневни и сезонски). Со неа е поврзано и кружното движење на водата, кое е поврзано со дејството на сончевата енергија врз атмосферата на Земјата.

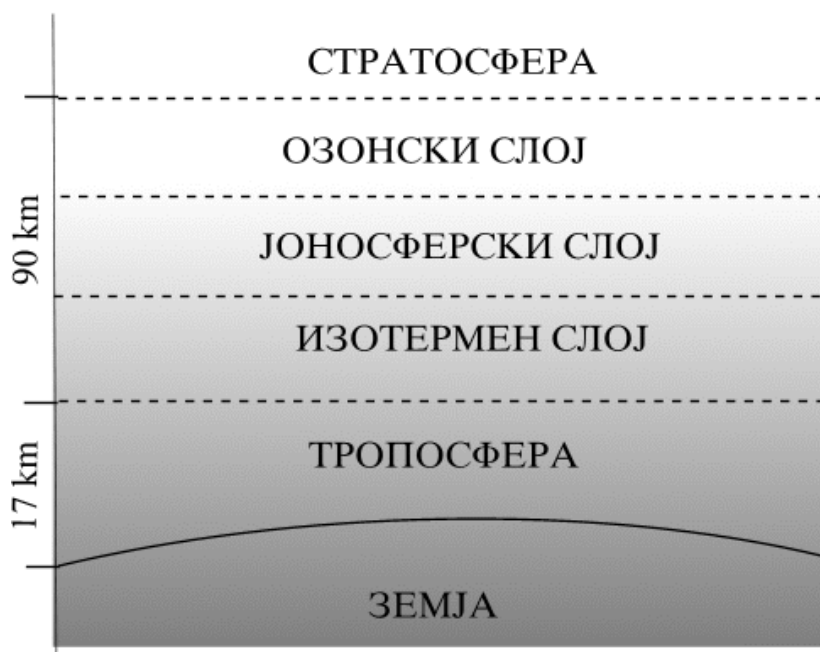
Многу послаб е уделот на егзогените процеси поврзани со вјиланието на развојот на плимата и осеката во крајбрежните делови на морињата и океаните со континентите. Движењето на водата, поврзано со плимата и осеката (просечно два пати за 24 часа и 48 минути), доведува до раздробување на крајбрежните карпести маси и транспортирање на тој материјал на други места.

Во целина, егзогените процеси се манифестираат како ерозионо-аккумуляциони, т.е. како фактори на деградација на карпестите маси од една страна и фактори на формирање наслаги од друга страна.

2. МЕЃУСЕБНО ДЕЈСТВО НА АТМОСФЕРАТА И ЛИТОСФЕРАТА

Атмосферата претставува гасовита обвивка на Земјата. Нејзината долна граница претставува површината на Земјата, а горната граница точно не е дефинирана. Познато е дека густината на воздухот со височината постепено се намалува одејќи во височина и се приближува кон густината на материјата во космичкото пространство. Молекули на атмосферски гасови се докажани на височина од 1 100-1 300 km, а потоа нема траги од такви гасови.

Атмосферата, според досегашните проучувања е поделена на три сфери и тоа: 1. тропосфера; 2. стратосфера и 3. јоносфера (сл. 31)



Сл. 31 Шема на градбата на атмосферата

Границата помеѓу нив е јасно изразена. Горната граница на тропосферата (позната како тропопауза) над екваторот е на височина од 16-18 km, во средните широчини 10-12 km, а во поларните делови е на 7-10 km. Составот на атмосферскиот воздух во површинските делови на Земјата, изразен во волумен, е следниот: 78.08 % азот; 20.95 % кислород (озон - 0.000001 %); 0.93 % аргон и околу 0.3 % јагленороден диоксид. Водород, хелиум, неон, криптон ксенон, амонијак, ОН, јод и еманации од радиум се застапени само со 0.01 % во волуменот на воздухот.

И покрај тоа што воздухот многу бргу се преместува во тропосферата, неговиот состав е скоро константен и само во приземните делови (слоеве) на воздухот во индустриските центри се зголемува содржината на јаглеродниот диоксид. Со оддалечување од површината на Земјата, содржината на кислородот се намалува, а на азотот расте.

Во тропосферата се наоѓа повеќе од 79 % од масата на атмосферата. Во неа е концентрирана скоро целата водена пареа. Тропосферата се карактеризира со полна просирност во однос на кратkobрановата сончева радијација која минува низ неа и незначително го апсорбира долготбрановото (топлинско) излучување на инсолацијата на Земјата која е условена пред сè од водената пареа и облаците. Затоа тропосферата се загрева претежно од површината на Земјата (инсолацијата) и како резултат на тоа се манифестира брзото намалување на температурата во повисоките делови на релјефот и во височина на тропосферата. Тоа, од своја страна, доведува до вертикално мешање на воздухот, кондензација на водената пареа, формирање на облаците и паѓање на водени талози (дожд, снег и град).

Влијанието на инсолацијата е пропорционално на косинусот на падниот агол на сончевите зраци и обратно пропорционално на квадрат на растојанието на Земјата до Сонцето. Со тоа се објаснува зоналната распределба (по паралелите) на топлиите и ладните климатски зони на Земјата со зголемување на температурите од половите кон екваторот.

Тропосферата, покрај гасови, содржи и прашина. Се смета дека 1 cm^3 воздух содржи околу 250 000 честички, кои се составени од космичка прашина, но се присутни и микроорганизми (спори и бактерии).

Стратосферата се протега над тропосферата (тропопаузата) до височина од околу 80 km. Стратосферата се карактеризира со присуство на слој на озон (триатомен кислород) кој интензивно ги апсорбира ултравиолетовите зраци, како резултат на што паѓањето на температурата со височината во долниот дел на стратосферата се прекинува и се сменува со значително нејзино зголемување до височина од околу 60 km. Потоа температурата повторно се намалува до најмала височина од околу 80 km. Во стратосферата скоро отсутствува водена пареа. Таму нема облаци кои можат да даваат водени талози. Само понекогаш, на височина од 20-25 km, се присутни тенки светлосиви облаци кои содржат кристали од лед или од многу студена вода. На височина од околу 80 km, во летните ноќи, често пати се забележуваат многу јасни, тенки осветлени мали облаци со сребрена боја.

Јоносферата се протега над стратосферата и содржи помалку од 0,5 % од целата маса на атмосферата. Таа е надворешна обвивка на атмосферата на која паѓа зрачењето на Сонцето и на ѕвездите: радиобрановите, инфрацрвените зраци, вид-ливите светлосни зраци, ултравиолетовото и корпускуларното зрачење. На јоносферата паѓаат и

космички зраци кои доаѓаат од меѓусвезденото пространство, а во неа навлегуваат и метеоритите. Со овие појави се поврзува дисоцијацијата на молекулите (распаѓањето на молекулите во атоми) и нивна јонизација (отцепување на електрони од молекули и атоми). Јоносферата е претставена со неколку силно јонизирани слоеви (обвивки), од кои се рефлектираат радиобрановите и како резултат на таа појава се овозможува далечната радио-врска.

3. ТОПЛИНА ВО АТМОСФЕРАТА

Атмосферата ја добива скоро целата топлина од Сонцето. Постојат и други извори кои внесуваат топлина во атмосферата, но тие се безначајни и учествуваат со еден мал процент, како што е топлината од внатрешноста на Земјата.

Околу 2/5 од сончевата радијација паѓа на видливата светлина и околу половина од спектарот на топлинските зраци. Од вкупната енергија што ја лачи Сонцето кон Земјата, околу 31 % се рефлектира назад во космичкиот простор, 18 % се апсорбира директно во воздухот, особено од водената пара и облаците и 51 % ја достигнува површината на Земјата. Од тука произлегува дека 69 % од излачената енергија кон Земјата се трошеа на загревање на атмосферата, површините на континентите и морињата.

Ефектот на сончевата радијација во процесот на загревање на атмосферата се менува во зависност од должината на денот, падниот агол на сончевите зраци (поврзан со сезонските времиња - зима-лето), потоа од облачноста, влажноста на воздухот и надморските височини на релјефот. Тропските области каде Сонцето е високо во зенитот, во текот на целата година добива многу повеќе топлина од средното количество, додека деловите на половите на Земјата добиваат само мал дел од топлината во тропските зони. Планинските предели (гребени) каде воздухот е поразреден, брзо се загреваат преку ден, но и побргу истинуваат ноќе. Присуството на облаци не дозволува зрачење нагоре, а истовремено ја задржува топлината што доаѓа одоздола. Затоа посилни мразеви се случуваат во јасни и тивки ноќи.

Количината на топлина што ја добива површината на Земјата во просторот на 40° (северна географска ширина) по некои пресметки изнесува повеќе од 5 милиони kWh на еден ар. Покрај тоа што Земјата добива топлина од Сонцето, таа, исто така, добиената топлина ја зрачи во околното пространство. Најмногу топлина се зрачи ноќе, зиме и преку разреден чист воздух на големи височини. Но, на крајот, изгубената топлина што ја зрачи ја компензира со топлината што ја добива и на тој начин доминира состојба на динамичка рамнотежа. Во спротивно, или премногу ќе се загрее, или премногу ќе се излади.

Општа циркулација (движење) на атмосферата. Атмосферата се наоѓа во непрекината и сложена циркулација. Движењето во атмосферата има огромна улога во развитокот и формирањето на релативно слабо подвижната земјина кора. Со циркулацијата на воздухот е поврзан транспортот на водената пераа (облаците) и кружното движење на водата на Земјата (сл. 32).



Сл. 32 Хидролошки циклус. Сончевата топлина доведува до испарување на влага од морињата, езерата, акумулациите и др. басени. Покрај тоа, влага доаѓа од на трансплантацијата на растенијата и сублимацијата на ледот и снегот. Водените талози настануваат кога релативно лесниот, топол и влажен морски воздух се преместува кон копното и се издига нагоре судрувајќи се со ладни струи или во ситем на конвекциски струења.

Взаемното дејство на подвижната атмосфера која циркулира со површинските води, доведува до формирање на дрејфови текови во океаните и водените бранови кои имаат голема улога во пренесувањето и таложењето на разрушениот материјал на површината на литосферата. На крај, ветрот директно може да влијае врз разрушувањето на карпестите маси и во транспортирањето на разрушениот материјал по земјината површина.

Како главни причини за движење на атмосферата во прв ред се јавува сончевата енергија, потоа вртењето на Земјата, распределбата на континенталните делови (сушата) и морињата, карактерот на релјефот на континентите и триењето на воздухот по површината на Земјата. Под дејство на тие фактори, на Земјата настанува нерамномерна распределба на атмосферскиот притисок. Поради тоа доаѓа до движење на воздушните маси од области со висок кон простори со низок притисок. Таквото течение ќе продолжува сè до тогаш додека не дојде до рамнотежа во притисоките. Векторот што го карактеризира степенот на сменување на атмосферскиот притисок со просторот се вика барски градиент. Големината на барскиот градиент се мери со измената на притисокот на единица растојание (обично на 100 km).

Колку е поголем барскиот градиент, толку е поголема брзината на ветерот. Така **ветрот** претставува преместување на воздухот или воздушно струење (течење) кое настанува скоро паралелно со површината на Земјата. Брзината на ветерот се мери со 12-бална скала, предложена од адмиралот Ф. Бофорт во 1806 год. Истата се применува сè до денес со незначителни промени. Така, за ураганите (според Бофорт) скалата е поделена на 17 бала (степени - табела VIII). Ветровите од 9, 10 и 11 бала се викаат ветрови-бури.

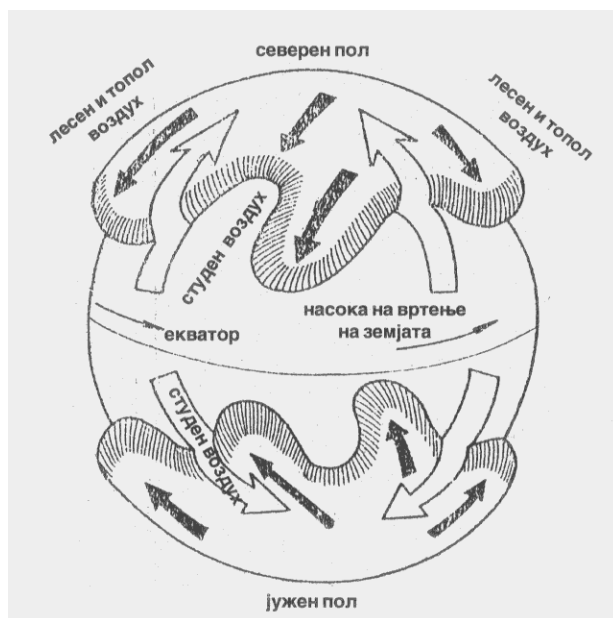
Табела VIII. Скала на брзината (силата) на ветровите

Бал- степен	Брзина на ветерот км/час	Бал-степен	Брзина на ветерот км/час	Бал-степен	Брзина на ветерот км/час
0	0	6	43,3	12	122,25
1	3,24	7	55,8	13	144,6
2	8,64	8	68,4	14	157,68
3	15,84	9	79,41	15	174,9
4	24,12	10	95,0	16	192,6
5	33,48	11	109,8	17	210,9 и повеќе

Причини за постанокот на ветровите. Атмосферскиот притисок на нивото на морето и екваторот е понизок отколку нормалниот притисок, додека во тропските и суптропските предели се зголемува, во средните географски широчини повторно се намалува, а кон половите повторно се зголемува. Положбата на континентите и морињата врши голема корекција врз распределбата на притисокот на површината на Земјата. Над континентите во умерените и субтропските широчини зима, кога воздухот истинува, се формираат области на висок притисок, а лете (кога континентите се загреваат) тие претставуваат области на низок притисок. Неравномерниот распоред на океаните и континентите условува дополнителна циркулација на воздухот и ветровите кои лете дуваат од студените предели, од океаните кон континентите, а зима дуваат обратно. Како резултат на вртењето на Земјата доаѓа до свртување на правецот и тоа во северната полутопка на десно, а во јужната полутопка на лево (сл. 33).

Втор фактор кој влијае врз менувањето на правецот во тропосферата и долната стратосфера се воздушните струи поврзани со **циклоните и антициклоните**.

Циклоните и антициклоните настануваат во областите каде доаѓа до судрување на ладните и топлите струи на воздухот и се формирање на фронтална зона каде доаѓа до мешање на ладните со топлите струи на воздухот. Во тие фронтални зони, на височина, брзината на ветерот достигнува преку 108 km/h и се формираат струјни текови. Овие струјни текови се јавуваат во горниот дел на тропосферата или стратосферата и нивната широчина достигнува до неколку стотици илјади km, а во височина неколку km. Овие струјни текови на воздухот настануваат во сите области на земјината топка.



Сл. 33 Шема на општа циркулација на атмосферата. Движење на големи воздушни маси во двете полутопки, со оглед на вртењето на Земјата.

Кога доаѓа до мешање на атмосферските струи, топлиот воздух се лизга по наведнатата рамнина на ладниот фронт и се шири, се формираат облаци и настанува дожд. Во изразитите фронтони настануваат облаци во сите појаси кои понекогаш се претставени со многу дебели слоеви. Во хоризонтала тие достигнуваат 500-700 km, а во вертикала 6-8 km. Должината на такви фронтони може да достигне и 1 000-2 000 km.

Циклоните и антициклоните се многу силни атмосферски струења во форма на **виор** кои во пречник достигнуваат од 1 500 до 3 500 km. Најизразени се во тропските и екваторијалните предели каде се познати со различни имиња: оркан, тајфун, ураган итн. Струењето на воздухот во овој тип на ветрови има форма на вртлози-виор. Нивната височина, во зависност од неговиот интензитет, варира од 2-4 до 15-20 km. Во циклоните атмосферскиот притисок е најнизок во централните делови. Ветровите што се блиску до површината на Земјата дуваат од периферијата кон центарот. Во северната полутопка тие дуваат спротивно од вртењето на стрелките на часовникот, а во јужната полутопка обратно. Всушност, циклоните условуваат опаѓање на воздушниот притисок, а антициклоните негово зголемување. Затоа циклоните условуваат наоблачување и дождливо време, како и промена

на температурата и промена на правецот на ветровите, додека антициклоните условиуваат зголемување на воздушниот притисок и смирување на воздушните струења.

Освен циклоните и антициклоните, во многу помал обем - ветрови како виори се познати и како торнадо (во САД), а над морските површини како смерч. Тие во широчина достигнуаат до 2-3 km (средна широчина 200-400 m), а во височина 1.5-2 km. Тие се движат со брзина од 240 km/h, а се вртат (аголна брзина) со 300-700 km/h. Тие настануваат со нагла промена на времето.

Воздушните струења поврзани со циклоните и антициклоните ги условиуваат промените на режимот на климата и атмосферата, што од своја страна се одразува на метеоролошките услови, а со тоа и нивното влијание на наслгите на површината на Земјата. Осцилациите на атмосферскиот притисок, температурата и влажноста на воздухот, кои се условени од воздушните струења имаат планетарен карактер и претставуваат главни фактори кои делуваат врз обиколувањето на Земјата.

4. КЛИМАТА КАКО ФАКТОР НА ЕГЗОДИНАМИКАТА

Режимот на временската состојба, односно сотојбата во атмосферата-температурата и влажноста на воздухот, облачноста, дождливото време или поројни временски дождови, ветровите, мирно време, што е карактеристично за многу години, ја дефинира климата на даденото место, регион, област. Климата има директно влијание на геолошките процеси што се одвиваат на површината на Земјата. Од неа зависи нивниот интензитет, насока и нивното постоење. Така на пример, настанувањето на камена сол, јаглени, боксити, глацијални и еолски наслаги, потоа различни почви (тла) и сл. настануваат само во определени климатски услови.

Општо земено, климата на секој регион е тесно поврзана со процесите што се одвиваат во атмосферата, меѓу кои се следните: општата циркулација во атмосферата, кружното движење на влагата и променливоста на температурите и др. Свкупноста и карактерот на тие важни процеси дозволуваат да се одреди типот на климата за определени области на земјината кора, а со тоа се разграничат одделни климатски зони.

Постојат бројни класификации во кои се издвојуваат различните фактори (циркулација на воздухот во атмосферата) и други динамички класификации со кои се издвојуваат повеќе климатски зони - појаси. Во зависност од температурниот режим и степенот на влажност на воздухот, направена е следната класификација:

1. Појас на влажна тропска клима кој се наоѓа од двете страни на екваторот во која нема зимски период. Средната температура во најстудениот месец не паѓа под 18°C . Годишната влажност е поголема од 750 mm. Во овој појас се манифестираат два типа на клима:

- клима на влажни тропски планини, со рамномерна влажност преку целата година;
- клима на саваните со сув период преку зима, во едната или другата полутопка.

2. Појасите со сува клима се наоѓаат на обете страни на екваторот (на северната и јужната полутопка). Тие не ја зафаќаат Земјата во целина. Дождовите се ретки, а испарувањето и температурата се високи. Во зависност од количеството на дождовите во овој појас се познати два типа на клима:

- клима на степите
- клима на пустините.

Тука се вклучени и пустините од јужните типови (Сахара и др.), како и Средно-Азиските и средните области на Кина и Монголија.

3. Појас на умерена топла клима. Тие од страна на екваторот се одделени со изотермата од најстудениот месец со $+18^{\circ}\text{C}$, а од страна на половите со изотермата од -3°C за најстудениот месец. Влажноста во овие појаси е поголема од појасите со сува клима. Овде влегуваат терените на Западна Европа (без Скандинавските земји), Медитеранската област и др. Во овие појаси се разликуваат три климатски типа: умерено топла со сува зима, умерено топла со суво лето и умерено топла клима со рамномерна влага.

4. Појас на умерено студена клима. Овој појас се наоѓа во континенталните делови на северната полутопка, бидејќи во јужната полутопка на таа ширина нема големи континенти.

5. Појаси на поларна клима се наоѓаат во северната и во јужната полутопка на Земјата. Тие се ограничени со изотерми од $+10^{\circ}\text{C}$ за најтоплиот месец во годината. Таа е поделена на две подзони:

- клима на тундрите, која се манифестира главно во северната полутопка и делумно на југ (Огнена земја и др.).
- клима на постојан мраз, каде температурата во најтоплите месеци не е повисока од 0°C . Ова е карактеристично за Арктичкиот басен и целиот Арктик.

1. ПОВРШИНСКО РАСПАЃАЊЕ-ИЗВЕТРУВАЊЕ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА

Егзогените процеси кои се условени од дејството на различни надворешни фактори, сончевата радијација, механичката и физичката активност на водата, воздухот и организмите се синтетизирани во терминот изветрување, односно распаѓање на карпестите маси на површината на Земјата или во нејзините плитки делови (неколку десетици метри).

Во зависност од факторите кои доминираат во процесите на изветрување, се разликуваат: 1. физичко-механичко изветрување кое се манифестира само со дробење на карпестите маси без да се промени нивниот состав; 2. хемиско распаѓање кое претставува сложен процес на распаѓање на карпите и е поврзан не само со површинските делови на Земјата, туку и со литосферата; 3. органско изветрување, поврзано со активноста на органскиот свет.

Сите типови на изветрување обично се манифестираат заедно, но нивниот интензитет е поврзан со дадените климатски и други услови. Во некои случаи, главна улога имаат температурата и притисокот, во други активноста на органскиот свет, а во трети киселоста, неутралноста или алкалноста на средината во која се наоѓаат карпестите маси итн.

2. ФИЗИЧКО РАСПАЃАЊЕ

Физичкото изветрување е тесно поврзано со осцилацијата на температурата која условува нерамномерни промени на волуменот на карпите и нивниот состав. Оваа нерамномерност доведува до дезинтеграција на карпите и нивно кршење на парчиња, блокови, кои во понатамошните процеси се дробат на поситни делови. Интензитетот на овие процеси е главно поврзан со климатските услови на дадениот терен, составот, структурата и бојата на карпестите маси кои ги дефинираат и нивните механички карактеристики. Покрај тоа, голема улога има примарната испуканост (тектонски пукнатини) и времетраењето на самиот процес на изветрување што се одвива во различни стадиуми.

Така, во случај на изразита континентална клима, кога осцилациите на температурите се многу изразени (дневни и сезонски), процесите на физичкото ветрење се поинтензивни, додека на рамномерна топла и влажна клима, механичкото разрушување на карпестите маси е многу послабо. Затоа во поларните делови на Земјата, во пустините и во високите планински предели каде карпите

обично се слабо заштитени со растителен покрив, температурните осцилации се многу изразени-дење се загреваат силно и доаѓа до нивно ширење, а ноќе се ладат и се собираат, при што доаѓа до кршење на карпите.

Интензитетот на дадениот процес на дробење е поврзан и со анизотропијата на карпестите маси што доведува до нееднакво термичко ширење на главните минерални состојки. На пример, коефициентот на линиското термичко ширење на кварцот во еден правец е два пати поголемо отколку во другиот правец, а коефициентот на волуменското ширење е два пати поголемо отколку во ортокласот итн.

Интезитетот на температурното распаѓање е поврзан и со размерите на минералните зона. Така, крупнозрнестите карпи се распаѓаат побрзо од ситнозрнестите. Бојата на карпестите маси и на одделните минерали исто така влијае на интензитетот на распаѓањето. Темнообоените минерали и карпи се загреваат побрзо од свтлообоените.

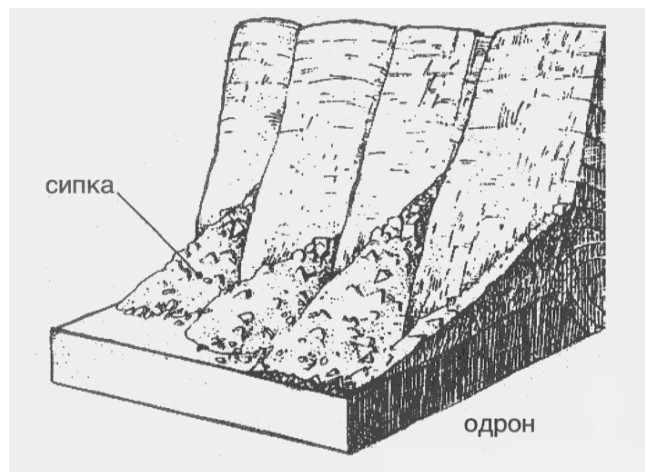
Најизразени температурни осцилации се во пустините, каде преку ден температурата се загрева до 40-50 °C, ноќе паѓа до 0 °C, а релативната влажност е многу мала, околу 10 % (понекогаш 2-3 %). Во овие услови карпите се загреваат и до 60-70 °C, а ноќе брзо се ладат. Како резултат на овие осцилации на температурата големите карпи се распукуваат и создаваат силен шум (сличен на грмење).

Процесите на физичко распаѓање се особено изразени со разорното дејство на водата. Кога водата ќе ги наполни пукнатините на карпите и потоа ќе замрзне, таа го зголемува волуменот за околу 10% и врши притисок на површините на пукнатините од неколку стотици килограми на 1 cm². Овој притисок доведува до ширење на карпите и нивно кршење на одделни блокови. Ова е многу карактеристично за високите планински терени и поларните и субполарните области.

Во разрушувањето на карпестите маси улога имаат и корењата на растенијата, кои навлегувајќи во пукнатините на карпите. Во текот на години тие се рашируваат (зголемуваат) и доведуваат до деформации во карпите и нивно кршење на одделни блокови.

Процесите на физичкото распаѓање доведуваат до ситнење на карпите и кога материјалот ќе стане сосема иситнет овие процеси практично престануваат. Почнувајќи од површината на карпите, физичкото изветрување постепено навлегува во длабочина и е поинтензивно таму каде што веќе распаднатите продукти се измиени и повторно се откриваат нераспаднати карпи. Така, на стрмните падини во планинските терени при распаѓањето под дејство на сопствената тежина (гравитацијата) доаѓа до одронување на блокови и парчиња со различни димензии кои се натрупуваат во подножјето и формираат **сипари** (сл. 34). На стрмните падини повторно се откриени свежи карпи

кои повторно се подложени на температурно распаѓање. Материјалот од кој се составени сипарите во подножјето на стрмните падини се вика **колувијум** (лат. Culluvio-натрупување, засипување).



Сл. 34 Сипари

3. ХЕМИСКО РАСПАЃАЊЕ (РАСТВОРАЊЕ)

Хемиското изветрување претставува процес кој е поврзан со хемиската активност на агенсите од атмосферата, хидросферата и биосферата. Додека механичкото (физичкото) распаѓање на карпестите маси е поврзано само со кршење и дробење на карпите, без да се промени нивниот состав, хемиското распаѓање се манифестира со хемиска преобразба на карпите. Така, една материја може да помине во друга формирајќи ново хемиско соединение.

Хемиското изветрување е поизразено (поактивно) во карпите што се порозни и испукани или доколку карпата е поинтензивно здробена и иситнета. Интензитетот на хемиското распаѓање е поизразен во рамничарски, слабо расчленет релјеф, каде продуктите настанати од изветрување се подложени на подолготрајно дејство на хемиското распаѓање. Посебна улога за хемиското изветрување имаат климатските услови. Најпогодни услови за хемиско распаѓање се терените каде владее тропска клима со висока средногодишна температура, со висока влажност и смена на дождливи и сушни сезони (временски периоди). Во овие услови хемиското распаѓање е најизразено, додека во умерена клима овој процес се намалува, а во ладните климатски појаси практично хемиските процеси не се одвиваат (познато е дека трупови од животни во замрзнати почви се зачувани скоро без промена).

Главен фактор на хемиското распаѓање е површинската и подземната вода со јаглеродниот диоксид и кислородот што се растворени во неа (1 литар дождова вода содржи до 30 cm^3 гасови, од кои $1/3$ е од кислород, 10 % јаглероден диоксид и повеќе од половина е азот). Освен тоа, водата со нејзиното процедување низ разни почви се заситува со органска киселина и минерални состојки, така што таа станува закиселена или алкална вода, со кисели или алкални карактеристики. Влијанието на оваа минерализирана вода во карпите доведува до измена на нивниот состав, при што водата ја губи нејзината активност. Така, на длабочина од 20-30 m со губење на кислородот, хемиската активност се прекинува. Само во тектонски здробените зони водата не губејќи ја својата хемиска активност може да навлезе до поголеми длабочини (понекогаш и до неколку стотици метри).

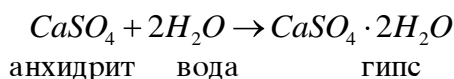
Реакциите во процесите на хемиското изветрување се различни во зависност од составот на карпестите маси, температурните услови и влажноста и од карактерот на самите хемиски процеси (со внесување или изнесување или замена на материјата). Хемиското изветрување се манифестира во следните процеси: оксидација, хидратација, поретко дехидратација, растворување, хидролиза, карбонатизација и др.

Оксидацијата претставува хемиска реакција на соединување на некоја материја со кислород. Според електронската теорија, процесот на оксидација (на пример оксидацијата на цинкот $2\text{Zn} + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{ZnO}$), треба да се смета за губење на неговите електрони, кои преминуваат во атоми на кислород. Сулфидните минерали кои се настанати во редукциона средина се најподложни на оксидационите процеси. Како типичен пример за измените што настануваат за време на оксидационите процеси е измената (оксидацијата) на пиритот, кој во оксидациони услови е нестабилен и постепено со присуство на кислород и вода преминува во сулфат и на крај во оксид:

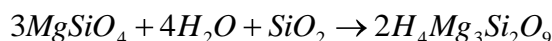


Крајниот продукт на овој процес на оксидација е железен хидроксид кој е стабилен во површински услови. Вакви оксидациони процеси се поизразени кај сулфидни наоѓалишта, каде на нивната површина се формираат оксидациони кори со кафеаво-рѓава боја (позната како “железна шапка”), кои претставуваат лимонит настанат при оксидацијата на железните сулфиди. Многу е изразен процесот на оксидацијата на изменувањето на магнетитот Fe_3O_4 во хематит кој се одвива интензивно во многу топли климатски услови: $4\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}_2 \rightarrow 6\text{Fe}_2\text{O}_3$. Овој процес, познат како мартитизација, се одвива со распаѓање на кристалната решетка на магнетитот. Тој преминува (се распаѓа) во аморфна маса од која настанува хематитот.

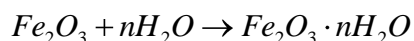
Хидратација. Овој тип на хемиска реакција е поврзан со формирање нови соединенија или минерали по пат на апсорпција на молекули од кристализациска вода, а новонастанатите продукти се подложни на распаѓање. Така, анхидритот (CaSO_4) не се раствора во вода, но затоа е подложен на хидратација (водата влегува во молекулите на карпите и го менува нивниот хемиски состав). Многу карактеристичен пример на хидратација е преминувањето на анхидрит во гипс:



Со хидратација се врши серпентинизација на оливинот:

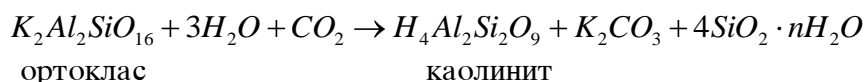


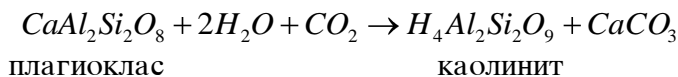
Многу поретко се манифестира хидратацијата во природни услови при измена на хематит во лимонит:



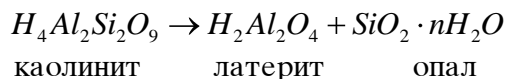
Растворањето претставува процес на дифузија на молекули од една материја во друга, без да се измени хемискиот состав. Најраспространет раствор во природата е водата, која во природата скоро никогаш не е идеално чиста. Во раствор или во колоидна состојба водата секогаш содржи растворени материи, од кои голем број се хемиски елементи. Присуството на водородни и хидроксидни јони, на кислород и јагленородна киселина, условуваат оксидација која се манифестира во површинските делови и во минералите. Сите природни материјали се подложни на растворање (во различен степен), кое особено е изразено во седиментните карпи, како што се: калиските и хлоритските, потоа сулфатните и карбонатните седименти. Послабо се раствораат силикатите. Интензитетот на растворање е поврзан со климатските услови, а во областите на сува и жешка клима овој процес е намален.

Хидролизата е процес кој се одвива со растворање. Таа претставува волуменско распаѓање на материјата под дејството на хидролитичка дисоцијација на водата која се врши со распаѓање на кристалната решетка. Така на пример, фелдспатите преминуваат во каолинит (во меѓувреме тие преминуваат во хидролискуни):





Во тропски услови, процесот се продолжува до латеритски
иум:



4. ПРОЦЕСИ НА БИОХЕМИСКО РАСПАЃАЊЕ

Организмите играат доста голема улога во многу сложените и разнобразни процеси на физичко-хемиското разрушување на карпите. Овие процеси се одвиваат кога корењата на растенијата проникнуваат во пукнатините на карпите и ги кршат парчиња со различна големина. Истовремено растенијата лачат органски киселини и на тој начин вршат хемиска преобразба на карпите. Покрај тоа, од почвата растенијата апсорбираат различни минерални состојки, а по нивното изумирање тие одново се распаѓаат и преминуваат во нови минерални состојки.

Главна улога при органското распаѓање имаат микроорганизмите кои се распространети насекаде и имаат огромна хемиска активност. Тие од карпите апсорбираат хемиски елементи и состојки, а ги издвојуваат како елементи на распаѓање со нивното изумирање, но во форма на други состојки. На тој начин, со активно учество на живите организми настанува премин на минералната материја во органска и обратно, органската во минерална, што претставува затворен круг кој во суштина формира разни почви.

4.1. ПОЧВА

Почвата е површински слој на Земјата во кој се развива (одвива) животот на растенијата, односно слој со кој е поврзана плодноста. Формирањето на почвата и развитокот на растителниот покрив се неразделиви и меѓу себе се условени. Според В. В. Докучаев почвата претставува посебно природно тело кое настанало во површинските слоеви, врз карпестите маси (матични карпи) под взаемно дејство на водата, воздухот и различни организми (живи и мртви). За формирање на почвите голема улога имаат низа фактори, меѓу кои се: климата на дадениот регион, релјефот, морфологијата и составот на матичните карпи што се подложени на изветрување, активноста на растителните и животинските организми. Најважен фактор во овој сложен процес е биолошкиот. Затоа процесот на образување на почвата се одвива

најинтензивно во зоната на дејството на корењата на растенијата, односно таму каде се врши размена на материјата меѓу растенијата и карпите. Растенијата за време на нивниот развиток апсорбираат различни минерални материи и вода, а со нивното изумурање, тие на распадатите карпи, на почвата и даваат органска материја. Оваа нежива органска материја е подложна на многу сложено биохемиско преработување. Доаѓа до распаѓање, гниење на материјата, во кое големо учество имаат разни живи организми, бактерии и габички.

Почвата е составена од различна материја: тврда, течна (почвен раствор) и гасовита (почвен воздух). Во составот на тврдата материја учествуваат минерални состојки од 1 mm до десетици и стоитци делови од микрони. Само почвите со тресети (јаглени) содржат органска материја. Во минералошкиот состав на почвите најзастапени се: кварцот, фелдспатите, лискуните и амфиболите, а како секундарни се: монтморилонит, каолинит, хидролискуни, лимонит и др. Во хемискиот состав на почвите најзастапен е SiO_2 , потоа помалку се застапени Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O , MgO , CaO . Во карбонатните почви најголема е содржината на CaO и CO_2 , а во засолените почви - C , SO_4 , CaO , Na_2O и MgO .

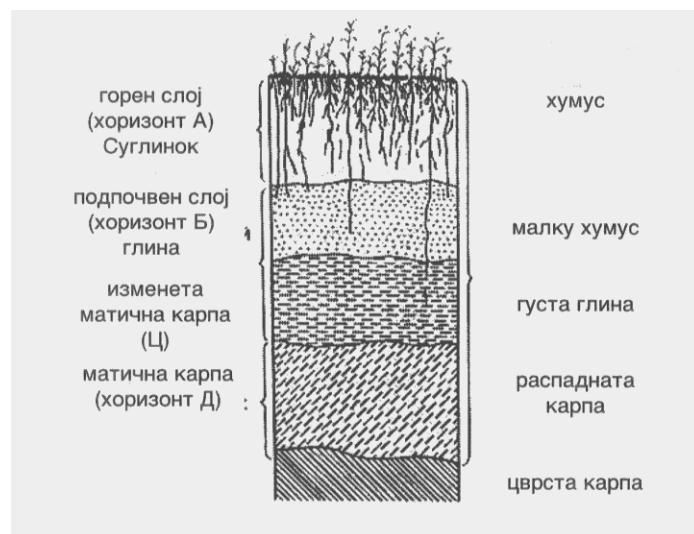
Составен дел на почвите е **хумусот** (хумусниот слој), кој настанува како резултат на распаѓање на органските остатоци (пред сè растителните) и со процесите на синтеза, под влијание на микроорганизмите и со процесите на ферментацијата и минералните катализатори.

Хумусот обично има темнокафеава или скоро црна боја. Во неговиот состав учествува хумусна материја околу 85-90 %, нерастворливи состојки од хумин и улмин, а исто така растворите од хуминова и улминова киселина, потоа фулво киселините (кренова и алекренова) и др. Останатите 10-15 % од хумусот се изградени од белковини, јаглеводороди, органски киселини, масти, смоли и др.

За дебелината и составот на почвите, голема улога играат климатските услови, а помалку изветреаните матични карпи. Познато е дека во многу случаи во една иста климатска зона преку карпи од различен состав се формираат исти типови на почви и обратно, преку карпите од ист состав подложени на ветрење во разни климатски услови се формираат почви кои се разликуваат меѓу себе.

Во градбата на почвите можат да се издвојат неколку супер-позициони слоеви (сл. 35). Најгорниот површински слој (А), односно хуман слој, има темна боја, а во неговиот состав доминира хумусот.

Вториот слој (Б) има преоден карактер. Во него, покрај органската материја, присутно е и значително количество на минерални состојки настанати при распаѓање на материјалот, во зависност од примарниот состав на наслагите.



Сл. 35 Пресек на песокливо-суглинеста почва
(Geology today)

Третиот, долен слој (Ц) е изграден од силно распаднати и здробени парчиња од примарните карпи. Тој лежи директно врз примарните неизменети и свежи карпи.

Класификацијата на почвите се врши според карактеристиките на соодветните климатски зони, а е предмет на одделна наука во земјодеието (наука за почва).

4.2. ПРОДУКТИ НАСТАНАТИ ОД ПРОЦЕСИТЕ НА ИЗВЕТРУВАЊЕТО

Како резултат на севкупните процеси од физичкото и хемиското изветрување, настанува кршење, дробење и заменување на карпите во површинските делови на земјината кора со новонастанати, новоформирани разновидни продукти. Еден дел од тие продукти, под дејство на гравитациските сили или измивањето, се транспортира на други места, а друг дел од разрушениот материјал останува на местото без да се транспортира. Тие продукти на изветрување, кои не се поместени се поврзани со континентите и се познати под името **елувиум**.

Елувиумот нема изразена напластеност. Често пати границата помеѓу елувиумот и матичните карпи кои не се зафатени со процесите на ветрење е многу јасна и условна. Таа граница е поизразена само во случај кога масивните карпи многу тешко се подложни на изветрување.

Кората на распаѓање претставува комплексен продукт на распаѓање на самото место на карпестите маси или нивно поместување на незначително растојание, без да се изгуби врската со матичните

карпи од кои е настаната. Според времето на формирање на оваа кора се издвојуваат: современа кора на изветрување која се наоѓа на површината на Земјата или елувиални наслаги кои се настанати заедно со почвениот слој и древна (стара, погребена) кора, која е покриена со помлади наслаги кои ја штитат од измивање. Составот и типот на старите кори на распаѓање зависи од составот на матичните карпи (бедрокот), потоа од климатските услови и степенот на изветреаност. Познати се неколку типови на кори на изветрување: латеритска, каолинска, нонтронитска и др. Врз старите кори на изветрување често пати се наложени процесите од современ елувиум кој се манифестира со секундарни процеси на ожелезнување, силификација, карбонитизација и слично, така што се усложнува нивниот состав. Во подрачјата каде целосно е развиен профилот на кората на изветрување, се разликуваат следните зони оздола нагоре: дезинтеграција, испирање, хидролиза и зона на оксидација. Овие зони се издвоени според нивниот минерален состав.

4.3. НЕКОИ ТИПОВИ НА КОРИ НА ИЗВЕТРУВАЊЕ

Латеритската кора е карактеристична за тропските реони каде во површинските делови на Земјата се застапени карпи богати со алумосиликатни минерали. Во овие области, латеритската кора во долниот дел се карактеризира со обезбоени минерали каде се вршат процесите на хидролиза на минералите со испирање на алкалиите и формирање на каолин, алофан, хидроксиди на железо и алуминиум. Во оваа зона, алумосиликатите напивно се распаѓаат, а хидроксидите на железо и алуминиум формираат конкреции со црвена боја. Конкрециите нагло се зголемуваат во следната, железовита зона. Оваа латеритска кора на крај се скаменува, а понекогаш во неа е изразена порозност. Дебелината варира од 1 до 10 m. Во латеритската кора, присуството на железо достигнува 60-80 %, а на алуминиумот максимум до 60-70 % во пониските делови на железната зона. Во многу тропски земји, ваквите латерити се користат како руда за добивање на железо и алуминиум (Гвинеја).

Каолинската кора на изветрување настанала како продукт на изветрување на кисели кристалести карпи, т.е. карпи од гранитоиден состав. Во најдлабоките делови, каолинската кора почнува со дробење на гранитоидите преку која лежи зоната на хидролискуни изградена од глинести минерали. Горниот дел е претставен со каолинска зона која е составена од каолинит со присуство на зрна од кварц, нераспаднати лиски од лискун и фелдспатски зрна. Дебелината на каолинската кора на изветрување може да варира од неколку метри до 50-80 m. Како резултат на преталожување, каолините можат да бидат и секундарни, т.е. примарните се еродирани и преталожени.

Нонтронитската кора настанала врз магматски карпи богати со железо и магнезиум, пред сè преку ултрабазични карпи. Подлабоките делови се претставени со зона на распаднати, здробени серпентинити, слабо изменети кои се покриени со нонтронитска зона, која претставува глинеста материја слична на восокот, со зелена боја. Таа содржи хидроксиди на никел, понекогаш во такви концентрации кои се користени за експлоатација. На тој начин настанале железониклоносните наоѓалишта Ржаново, Ракле и др.

4.4. ДЕЛУВИУМ

Делувиум (лат. deluo-испере), претставува процес на изветрување што се одвива на стрмни, односно нерамни зарамнини, каде продуктите од разрушениот материјал на земјината кора се измива или е поместен, под дејство на гравитационите сили, од примарното место каде е настанат. Познато е дека колувијумот претставува ситен и издробен материјал кој е настанат само под дејството на гравитациските сили во подножјата на стрмни падини (свлечишта, сипки), додека делувијалните наслаги повеќе се поместуваат под дејството на топењето на снегот или водите од метеријалот од кој се состојат. Тие не се сортирани. Понекогаш делувијалните наслаги се толку ситнозрнести што скоро преминуваат во глинест материјал сличен на лес.

Силите на триење и кохезија на честичките од здробениот и иситнетиот материјал го спречуваат неговото поместување по која било рамнина, како во самиот слој на делувиумот (иситнет материјал), така и помеѓу слојот и неговата граница со матичните неизменети карпи. Ако тежината на дадениот материјал ги надминува дадените сили, тогаш настанува негово поместување низ падините. Тежината на распаднатите продукти (материја) од изветрување се зголемува по дождовите, бидејќи истата се заситува со вода, која во исто време условува намалување на силите на меѓусебното триење. Затоа после силни дождови се формираат свлечишта и колувијални маси по падините и нивните подножја. Во планинските терени, на нивните падини, каде кората на изветрување, односно иситнетиот материјал, е подложен на дејството на мраз, во време на траењето и појавата на силни дождови доаѓа до лизгање и создавање на благи падини со пад од 3-5° годишно. Ова лизгање на материјалот се одвива со брзина од неколку сантиметри до десетина метри годишно.

Овој процес е познат како **солифлукција** (solum-почва, fluxus-течење). Овој процес условува појава на солифлукциони тераси на планинските падини, земјени потоци и бранови (на Стогово, на падините кон Голема Река).

Активноста на водата од дождовите и топењето на снегот врз движењет на растресениот ситен материјал настанат од изветрување се

манифестира и со линиско и површинско измивање. **Линиското** измивање е поврзано со дејноста на потоците, поврзани со вдлабнатините на релјефот на Земјата во форма на поројници, долчиња и др. **Површинското** измивање е поврзано со дејството на водата од дождовите и од топењето на снегот, која е распределена рамномерно по целата површина на падините. Под дејството на површинското измивање, малите струи од водата ги повлекува глиновитите, тињестите и песочните честички и ги одлага таму каде брзината на водената активност се намалува.

Формирањето на делувиум на падините настанува истовремено и е во тесна врска со процесите на распаѓање на матичните карпи од кои се изградени дадените терени. Затоа помеѓу елувиалните и делувиалните наслаги не може да се повлече јасна граница. **Елувиумот** е карактеристичен за подрачјата со благи падини и зарамнини, каде продукт на распаѓање се изданоците на матичните карпи и е скоро од еднороден состав. Продуктите на изветрување кои се измешани со парчиња од различни карпи претставуваат **делувиални** наслаги.

1. ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ВЕТРОТ

Ветрот претставува важен фактор во развитокот на егзогените геолошки процеси. Особено интензивно и јасно се манифестира во терените кои не се заштитени со растителен покрив, во различни климатски услови.

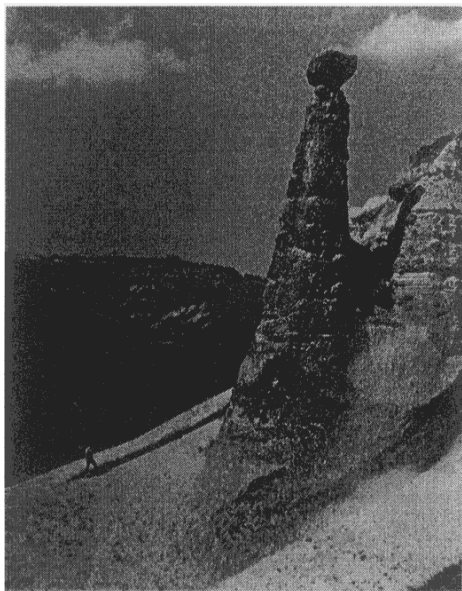
Дејството на ветрот поинтензивно се манифестира во подачјата со сува клима, со изразени деноноќни варијации на температурата (кои доведуваат до процес на физичко изветрување), незначителни (мали) водени талози, големо испарување и честа манифестација на силни ветрови. Вакви услови се карактеристични за пустините и полупустините, кои денес заземаат скоро 20 % од површината на континентите. Тие особено се изразени во Азија, Африка и Австралија. Активноста на ветрот се манифестира во крајбрежните делови на крупните водени басени, каде отсуствува растителниот свет (покрај морињата, езерата и реките) во различни климатски зони. Исто така, активноста на ветрот е голема на високите планински терени, каде растителниот свет е редок или терените се оголени (откриени).

Геолошките појави поврзани со активноста на ветрот се познати како **еолски процеси** (од името на богот на ветрот од старогрчката митологија-Еол). Според тоа, сите форми на релјефот или наслагите настанати од дејноса на ветрот се наречени **еолски**.

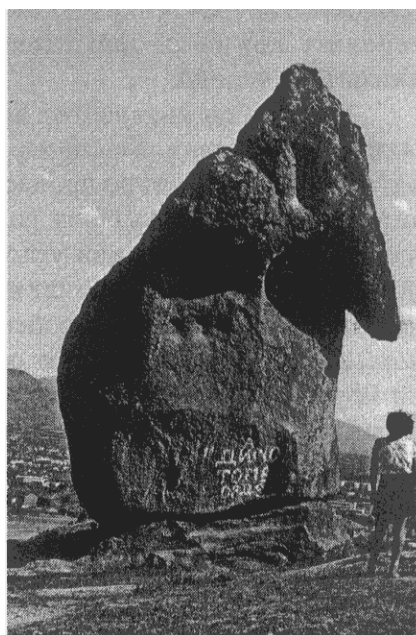
2. ЕОЛСКА (ВЕТРОВА) ЕРОЗИЈА

Откриените, оголени карпи на површината на Земјата се разрушуваат од дејството на ветрот на два начина: прво, преку директен контакт на воздушните струи со растреситите материјали, со раздробените или слабо врзани наслагы и второ, како резултат на удирање и течење на честичите што ги носи ветрот врз карпите кои стрчат над површината. Првиот тип на еолска ерозија е познат како **дефлација**, а вториот како **корација**.

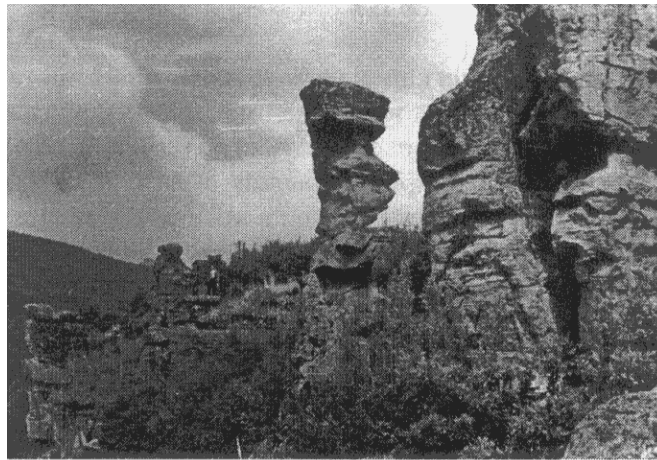
Дефлацијата (лат. deflatio-издува) претставува процес кога издробени честички под дејство на ветрот се издувуваат и се разнесуваат. Во пустинските области и во високите планински терени, воздушните струи со голема брзина навлегуваат во отворените пукнатини на карпите во кои има иситнет, раздробен материјал го издувуваат и разнесуваат. Така, пукнатините се исчистени од изветрениот материјал и отворените пукнатини ја олеснуваат натамошната работа на изветрување. Дејството на комплексна ерозија-распаѓање и дефлација, условува многу егзотични форми во релјефот (сл. 36, 37, 38) во зависност од составот на матичните карпи.



Сл. 36 Столбеста егзотична форма на комплексна ерозија во туфови,
Витачево, Македонија



Сл. 37 Егзотична форма на комплексна ерозија во гранити, Прилепско



Сл. 38 Столбести форми во гнајсевите на подрачјето на р. Бабуна, Велешко

Многу изразен тип на дефлација е развиен во рамничарските делови на пустините познати како котлини на дефлација. Тие имаат различна широчина и длабочина. Нивната генеза е поврзана со вртлози на воздушните струи или како резултат на вертикално струење на силни ветрови. Некои од овие котлини, како на пример, котлината Катара во северозападен Египет, Сахара, зазема површина околу $18\,000\text{ km}^2$; таа се наоѓа на средна длабочина од 65 m, а најдлабоките делови се на длабочина од 134 m под нивото на морето - криптодепресија (сл. 39). Ваков вид на дефлација освен во пустините на Сахара, се познати и на подрачјата околу Касписко и Аралско Море и други терени.



Сл. 39 Котлина - криптодепресија во северниот дел на Египет, настаната под дејство на ветерот. Нејзината должина е 280 km.

Кога дефлацијата се врши на широки површни и е релативно рамномерна таа претставува површинска дефлација, за разлика од т.н. линиска или браздовска дефлација, која е поврзана со интензивно издувување на иситнетиот и мекиот материјал од пукнатините и браздите на карпите.

Корозија (лат. *corrado*-гребе, полира, точи) претставува механичка работа со која се изоструваат карпестите маси со цврстите честици кои ги носи ветрот кои се наоѓаат во прашината или ситниот песок. Удирајќи со цврстите ситни честици на површината на карпите, посебно тие кои стрчат, ветрот ги обликува, полира, остри и тие делови од карпите што се составени од помек материјал побрзо се корадираат. На тој начин настануваат многу различни форми во кои поцврстите делови стрчат и се менуваат со вдлабнатини каде материјалот е однесен со полирањето. Така настануваат различни форми, како што се: печурки, столбови и др.

3. ТРАНСПОРТНА ДЕЈНОСТ НА ВЕТРОТ

Способноста на ветрот за транспортирање на честиците зависи од неговата брзина и степенот на неговата турбулентност (завиорност). Слабите ветрови можат да пренесуваат само ситни прашинести честици кои лебдат во воздухот, а поизразитите струења пренесуваат песок, преместувајќи го од едно на друго место по својот правец на дување. Силните струи што дуваат со брзина од 20 m/s, можат да преместуваат зрна со пречник од 1 mm и поголеми, додека бурите и ураганските ветрови, ситниот песок го дигаат на височина и до неколку стотици метри и тркалаат чакалести валутоци со пречник 5-7 cm. Песокливиот материјал, односно зрната што се носени од ветрот, се судираат едни со други и на тој начин истите помеѓу себе се острат и отскокнувајќи на одделни растојанија паѓаат и се судираат со други честици. Ова особено е изразено при силните ветришта кои доведуваат до создавање на каменити и песокливи пустински пејсажи (сл. 39).

Состојките можат да бидат транспортирани во зависност од составот и силата на ветрот на огромни растојанија. Така, прашкастиот материјал од африканските пустини (пред сè од Сахара) се пренесува со силните ветришта на растојание 2 000-3 000 km во внатрешните делови на Атлантскиот Океан. Овој материјал се таложи во водите на океанот како морски седимент. Фин прашкаст материјал од пустината Сахара се разнесува по целиот Медитеран сè до Германија. На терените на Балканскиот полуостров често пати врнежите се збогатени со жолти прашкасти честички кои на снегот му придаваат жолта боја. Колку повисоко се издигаат прашкастите честички во тропосферата, толку поголемо е хоризонталното растојание на кое тие се однесени. Обично,

покупнозрнестите (песокливите партии) се разнесуваат на помали растојанија и обично се “движат” по површината на Земјата. Тие се таложат во разни делови во пустините или се шират полека на соседните региони.

3.1. АКУМУЛАТИВНА ДЕЈНОСТ НА ВЕТРОТ ЕОЛСКИ НАСЛАГИ

Освен разрушување и транспорт на изветрениот ситен материјал, ветрот врши и негово натрупување кое претставува важен седимент на континентите. Оваа еолска акумулација е особено изразена во пустините, полупустините и крајбрежните области.

Еолските наслаги се од најразличен состав. Доминираат кварцни, фелдспатски, глиновити, карбонатни, органски и други состојки. Тие се поврзани со составот на карпите кои се разрушени при процесот на изветрување. Дел од прашкастиот состав има и чисто вулканско потекло, бидејќи најситните вулкански честички се исфрлаат на големи височини и се транспортираат на големи растојанија. Освен тоа, во атмосферата се присутни и космички честички од метеорска прашина, но истата претставува незначителен седимент што паѓа на површината на Земјата.

Еолските наслаги кои се настанати од прашкаст материјал се викаат **лес**, а покупните фракции се издвоени како **еолски песоци**.

Лесот настанува во услови на сува ладна или сува топла клима од растреситиот материјал на ледниците или има пустинско потекло. Се смета дека лесот од ледничко потекло е настанат со исушување на акумулационите тераси на реките кои настанале со топењето на ледниците или бил транспортиран од самите леднички плеистоценски покриви. Обично лесот се таложел на заветната страна на ритчињата кои се наоѓале покрај реките. Лесот е светло жолт и нема изразена слоевитост. Често пати пополнува одделни пукнатини или шуплини во карпите. Тој се карактеризира со висока порозност. Лесот е составен од многу ситни честички, од кои околу 50 % се со пречник од 0.01 до 0.005 mm. Честичките се претежно од кварц (50-70 %), фелдспати (20-25 %), лискуни, глинести минерали (каолинит, монтморилонит и др.), а исто така и од карбонатна материја (главно CaCO_3), гипс, хумус и др. Дебелината на лесовидните наслаги варира од неколку метри до 100 m, а понекогаш и преку 200 m (северна Кина). Лесот и лесовидните наслаги се многу застапени во Кина, во Средна Азија и некои делови (полупустински) во Северна Америка.

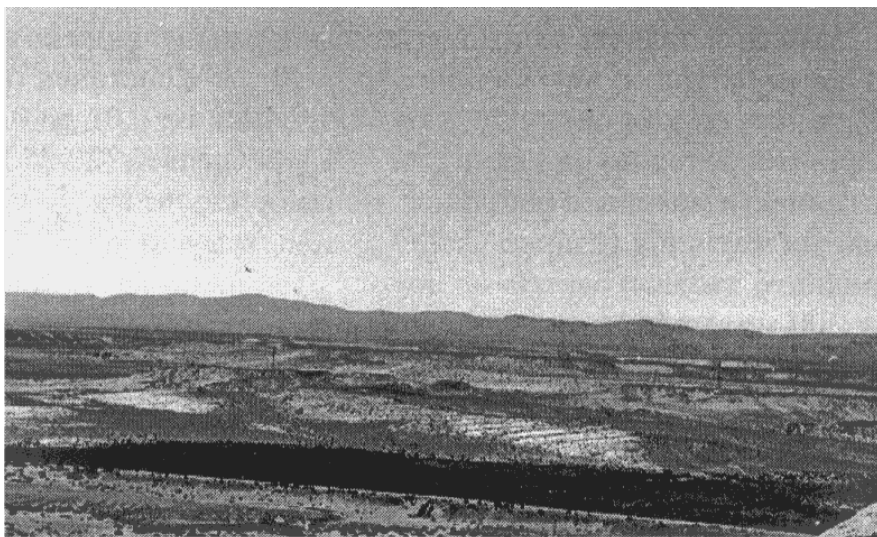
Еолските песоци обично се растресени, односно слабо поврзани. Тие обично се добро заоблени и се добро сортирани според големината на зрната. Тоа се претежно ситнозрнести фракции од песок во кои 80-90 % од честичките се со пречник од 0.05 до 0.25 mm и многу ретко до

0.5 mm. Во овие песоци прашкастата компонента скоро отсуствува, бидејќи истата е однесена од ветрот. Во составот на песоците доминираат зрна од кварц, карбонати и др. Еолските песоци имаат жолтеникава боја, поретко сивобела, а во тропските краишта доминира црвенкаста боја. Овие наслаги се карактеризираат со неправилна и коса услоеност, а често пати вкрстено услоени. Најголема дебелина на еолските песоци од неколку десетици метри е карактеристична за пустинските делови, каде се натрупува во различни форми.

Форми (морфологија) на еолските наслаги. Под дејството на ветрот, песокот се натрупува во различни форми. Меѓу поважните форми се издвојуваат: дини, бархани, купчиња од песок и низови.

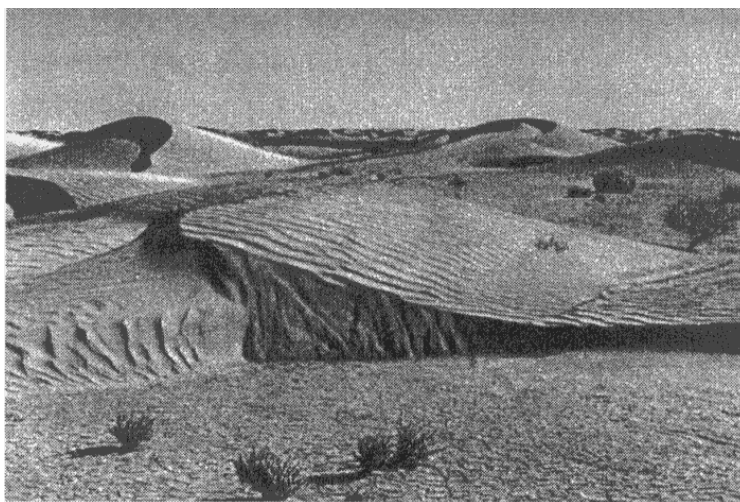
Дините претставуваат издолжени ритчиња настанати од навеан песок. Тие се карактеризираат со заоблен врв и благ наклон кон северната страна (до 10°), додека во задветрената страна падот изнесува $25-35^\circ$. Висината на дините обично варира од 5 до 30 m, но има и многу повисоки (до 100 m), а во поедини делови на Сахара и Тунис тие достигнуваат висина и до 500 m. Дините обично се распоредени напречно на правецот на ветрот. Тие често пати формираат низови од паралелни дини (сл. 40, 41, 42). Во зависност од брзината на ветрот, тие постојано се поместуваат и напредуваат со брзина од 20-30 m годишно. Во случаи на силни ветрови ова преместување е неколку пати поголемо.

Дини се формираат и на бреговите (крајбрежните делови) на морињата, езерата и реките, каде силни ветрови дуваат во правец на копното.



Сл. 40 Општ изглед на северниот дел на пустината Сахара (во заден план јужен Атлас).

Барханите претставуваат навееани песоци во форма на млада месечина во кои краевите се издолжени во правец на движењето на ветрот (сл. 41). Тие се карактеристични еолски пустински форми и претставуваат песочни ритчиња. Од страната на ветрот тие имаат благи падини, додека од обратната страна се стрмни и достигнуаат преку 30° . Барханите настануваат околу одделни препреки на пустинските ветрови, што условува намалување на нивната сила. Висината на барханите достигнува и до 30 m.



Сл. 41 Бархани и други форми во песокливата пустина Каракум.



Сл. 42 Песочна пустина - Сахара.

Песочните кордони претставуваат низови од поврзани дини и бархани. Ширината и должината на кордоните е многу варијабилна.

Песочни купчиња претставуваат најмали и најчесто неправилни песочни ритчиња кои се настанати од натрупување на песок под дејството на ветрот. Формата на овие купчиња е кружна, без особена разлика во наклонетост на падините. Тие обично се расфрлани на разни места без некоја закономерност. Нивната височина варира од 1 до 10 m.

3.2. ТИПОВИ НА ПУСТИНИ

Геолошката активност на ветрот е различна и најизразена е во пустините кои заземаат големи територии во областите со влажност сведена на минимум, каде отсуствува растителен покрив и изразени големи деноноќни и сезонски температурни осцилации. На територијата на Евроазија пустините заземаат преку 14 милиони km^2 , во Африка околу 10 милиони km^2 , во Австралија 3.5 милиони km^2 , Северна Америка околу 2 милиони km^2 итн. Пустините се распространети во три климатски појаси: тропски, субтропски и умерен појас, но најмногу се присутни во тропскиот, околу 7.5 милиони km^2 , што претставува скоро 1/4 од целиот африкански континент. Како поголеми пустини се познати: Либиската, како продолжение на Сахара (околу 2 милиони km^2), потоа Кара-Кум (0.4 милиони km^2), Кизил-Кум (Средна Азија, околу 0.3 милиони km^2), Калахари (Јужна Африка, околу 0.6 милиони km^2) и др.

Според нивниот состав, а особено според нивната морфогенетска класификација, пустините се делат на четири посебни типови: каменити, чакалести, песокливи и глиновити пустини (сл. 40, 41, 42).

Каменитите пустини се пустини во кои доминантна улога имаат процесите на дефлацијата. Во овој тип на пустини се присутни оголени карпести масиви, кои претставуваат широки зарамнини кои се покриени со блокови од карпи и здробен материјал од различна големина и песоклив материјал кој во целина е однесен од ветрот. Тие се со боја на камен со железесто-манганска кошулка (кора), која е настаната од сончевата радијација. Ваков тип на пустини се присутни во Африка (Северна Сахара), Монголија, Кина.

Чакалестите пустини се разликуваат по тоа што тие се покриени претежно со чакалест материјал со присуство на здробен материјал и покрупен песок. Со дефлацијата, ситните песоци и прашкастиот материјал се издувани, со што е извршена селекција на материјалот.

Песокливите пустини или ергови се најраспространет тип кој е присутен во Сахара на површина поголема од 1 милион km^2 , потоа во Средна Азија (800 000 km^2) и други простори. Овие пустини се претставени со песоци кои се настанати со еолска ерозија и дефлација, така што песоците претставуваат еден вид “живи песоци”. Зависно од

силата на ветровите тие се преместуваат и формираат нови подрачја на акумулација.

Глинестите пустини (такири) обично се наоѓаат по краевите или во внатрешноста на песоковите пустини. Глиновитиот материјал е составен од прашкасти честички кои се однесени и преталожени од ветрот или од вода при повремени дождови. Поради глинестиот состав на такирите, повремени дождови не можат да се впиваат во длабочина и така, на широки површини, формираат плитки езера. Последните, за кусо време пресушуваат и глинестиот материјал силно се згустува, а истовремено и распукува по систем на пукнатини.

Освен наведените типови на пустини, постојат и солени пустини поврзани со периодично пресушување на езерата, односно подземните води се плитки, до околу 1.5 m. Во овие услови, по капиларен пат, водите се издигаат и брзо испаруваат, а површината се покрива со кора од сол од неколку mm. Под оваа кора од сол, глината е измешана со сол и претставува многу растресит слој.

1. ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ПОВРШИНСКИТЕ ВОДЕНИ ТЕКОВИ

Секој воден тек што се движи по површината на Земјата врши активна работа која се манифестира во разрушување на карпестите маси, во транспортирање на разрушениот материјал и негово преталожување. Тоа може да се види во повремениот потоци кои настануваат по дождовите. Работата на водата се манифестира уште со паѓањето на капките врз оголената земјина површина пред силните дождови. Дождовните капки кои паѓаат на земјата имаат голема кинетичка енергија, која со ударот на површината на земјата се троши со ситнење (раздробување) на изветрениот материјал и негово изнесување од незаштитената почва.

Се претпоставува дека секоја капка дожд има пречник околу 0.25 cm и нејзината последна брзина ќе достигне 7 m/s. Општата кинетичка енергија на еден пороен дожд, за чие време ќе се формира воден талог од 10 cm, е во состојба да ги разнесе сите ситни честички.

Еден дел од атмосферската вода што паѓа на површината на Земјата како дожд потонува во земјата и ги пополнува резервите на подземните води, а другиот дел како резултат на испарување се враќа во атмосферата, а трет дел тече по површината на земјата и се слива во реките, па натаму во морињата и океаните.

2. ПОВРШИНСКА ЕРОЗИЈА

Во случај кога атмосферските водени талози се поголеми отколку што земјата може да ги впије (апсорбира), остатокот од водата тече по површината. Движејќи се по падините, водата се движи надолу по падината и условува површинска ерозија. На тој начин и со дејството на дождовните капки кои дејствуваат врз почвениот слој, за една година по падините се преместуваат (измиваат) десетици тони почвен материјал. Во овие случаи се еродира само финозрнестиот алевритски и глинеест материјал, додека покрупните фракции, како елувиум, остануваат на самото место на падините. Во подножјата на планините, кога влезниот агол се намалува, материјалот од површинската ерозија се натрупува (талози) и како преталожен материјал е познат како делувијум. На тој начин релјефот постепено се намалува, а површината покриена со делувиумот се зголемува.

Процесот на оголување на карпите на падините како резултат на процесите на изветрување и изнесување (транспортирање) на разрушениот материјал се вика **денудација** (лат. denudatio-оголеност).

Делувијалните наслаги како континентален тип, претставуваат материјал настанат во ниските делови на благите падини како резултат на измивање со водите од дождовите и топењето на снегот. Според петрографскиот состав, тој се разликува од карпите што се застапени на падината, а има врска со карпите кои се во повисоките делови на истите падини. Делувијалните наслаги во погорните делови се погруби, а во подолните се претставени со пофинозрнести-прашкасти и глинести честички, така што понекогаш имаат карактер на лес. Делувијалните наслаги се широко распространети по падините на планините и по падините на речните долини и во подножјата. Тие често се збогатени со ситни металични зрна од злато, калај, волфрам и други метали.

Општа карактеристика на работата на водените текови. Водата која се движи по нерамна површина на земјата, може да премине во струи од вода, кои движејќи се надолу по падините се сливаат, соединуваат во покрупни потоци со поголема количество на вода, со што ја зголемуваат брзината на течењето. На тој начин, водата постепено го продлабочува своето корито и формира поројници и потоци. Како резултат на развитокот на овој процес се формира мрежа од потоци и поројници кои завршуваат во најгорните делови на стрмните падини. Атмосферските води кои формираат мрежа на поројници и потоци брзо се слеваат во поголеми водени артерии и сочинуваат еден **водозбирен басен**.

Разурнувачкиот процес на карпестите маси од водените текови (потоци, јаруги) се вика **ерозија**. Таа се манифестира со продлабочување и издолжување на поројниците. Тој дел од потоците и јаругите, каде престанува дејството на ерозијата на водените текови се вика **базис** на ерозијата. Издолжувањето на поројниците оди спротивно на текот на повисоките делови, односно регресивно. Така, надолжниот профил на потоците (водените текови) од повисоките кон пониските делови постепено станува се поблаг, а е стрм во горните делови. Работата на проточните води се намалува и во утоката активноста на водата се намалува, престанува продлабочување на коритото и внесување на разрушениот материјал донесен од падините (повисоките делови). Во време на поројни дождови, во утоките на водените текови се натрупува разновиден и несортиран материјал кој се издвојува како **пролувиум** кој често пати има форма на лепеза, односно **конус**.

Основните карактеристики на геолошката активност на малите водени текови (поточиња и др.) како што се ерозијата, транспортот на разрушениот материјал и неговата акумулација (преталожување), се карактеристични и за реките, но таму тие не се толку нагледни бидејќи се манифестираат во други размери, на поголеми површини и растојанија и се продолжуваат во многу долг период. Геолошката дејност на реките настанува во многу посложени услови, поврзани со

разновидноста на геолошките процеси со кои е условен развитокот на дадената река.

Геолошката дејност на реките е поврзана со големината на водениот проток и карактерот на коритото. Тоа се манифестира врз интензитетот на ерозијата, транспортирањето на честиците и растворената материја во водата и нивната акумулација. Ваквата активност на реките настанува истовремено, со различен интензитет во различни делови на речните текови. Кинетичката енергија на протокот на вода K и работата што е извршена е пропорционална на масата на водата m и квадратот на брзината на течење v .

$$K = \frac{mv^2}{2}$$

Оваа енергија се троши на транспортирањето на ситниот материјал вТг кој е зафатен со водениот проток и на разрушување на околните карпести маси, односно ерозијата. Ако $K > T$, тогаш ерозијата е активна, бидејќи водата ги измива околните карпи; ако $K = T$, тогаш работата на водениот проток се состои само од транспортирањето на присутниот материјал; ако $K < T$, тогаш настанува акумулација.

Наведената зависност помеѓу енергијата на протокот на вода и карактерот на извршената работа во реални услови е многу посложена, бидејќи количеството на водениот проток и неговата брзина на течење се непостојани, често се менуваат во зависност од климата (сезоната), хетерогениот состав на карпестите маси и нивната подложност на ерозија, тектонските движења и др.

Меѓу променливите параметри кои влијаат на работата на водените текови во реките се: **протокот на вода, наклонот на коритото, попречната форма на коритото и големината на честиците што се носат од водата.**

Проток на водата на дадениот профил на реката претставува количество на водата од целиот водособирен басен што се наоѓа нагоре по течението на дадената локација на реката и обично се мери со кубни метри во секунда. Тој зависи од климата на дадениот регион. Квантитативно, протокот на вода се искажува со следната формула:

$$Q = V_{sr} \cdot A$$

каде: Q - проток на водата;

V_{sr} - средна брзина на течење;

A - површина на напречниот пресек.

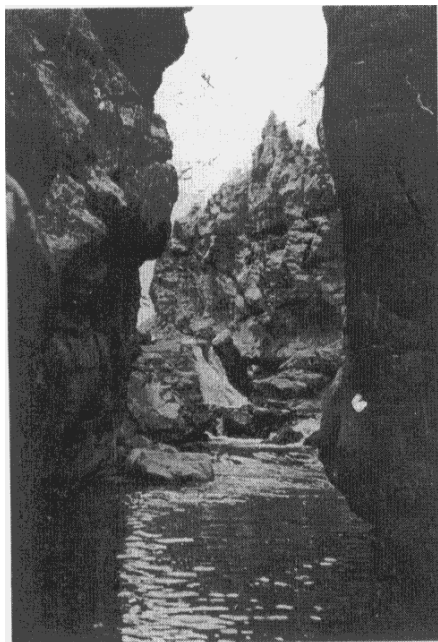
Наклонот на коритото на реката има голема улога врз брзината на течењето на водата која со својата енергија е способна да транспортира определено количество на материјал. Ако наклонот на коритото е многу мал за транспортирање на седиментите (честичките), тогаш настанува нивно таложење (акумулација) сè дотогаш додека не

дојде во таа состојба кога повторно може да се врши транспортирање. Ако наклонот на коритото е многу стрм, со што брзината на протокот на вода е многу поголема отколку за транспортирање на честичките со водата, доаѓа до ерозија, продлабочување на речното корито и неговата стрмнина полека се намалува за сметка на ерозијата. Со намалувањето на наклонот, доаѓа до рамнотежа со која ерозијата се прекратува, а водата е способна само за транспортирање на честиците.

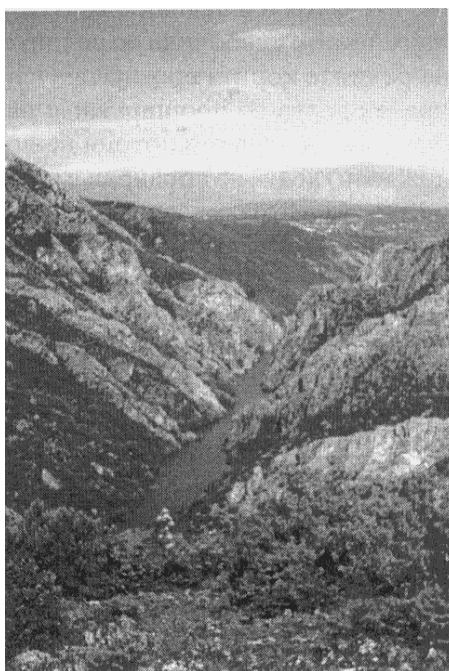
Попречни форми на речните корита и долини. Како резултат на речната ерозија, а во зависност од геолошкиот состав на теренот и соодветниот релјеф на даденото подрачје, формата на речните корита и долини е многу различна. Во рамничарските делови, каде доминираат слабо дијагенезирани наслаги (релативно се меки), речните корита се широко отворени со правоаголна форма. Од друга страна, во планинските терени, кои се изградени од компактни карпи, отпорни на ерозијата, формите на речните корита и долини во напречниот пресек се претежно во форма на латинската буква V или претставуваат типични кањони и клисури (сл. 43, 44, 45). Ако се застапени карпи кои полесно подлежат на ерозијата, тогаш речните долини се проширени, а коритата имаат полукружна форма.



Сл. 43 Клисура на реката Треска - речен тек во форма на латинската буква "V".



Сл. 44 Кањон со вертикални падини, река Боролдај - Средна Азија.



Сл. 45 Панорама на долината на реката Треска. Во зоната на шкрилци таа е проширена, во зоната на варовници - мермери, таа е стеснета.

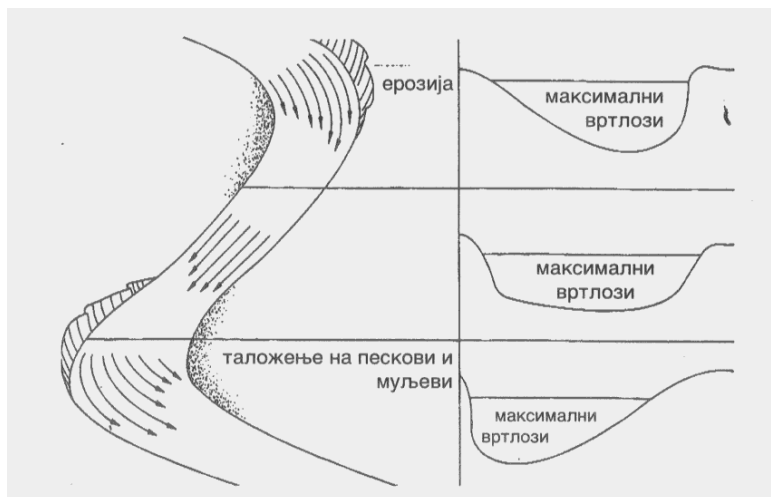
3. РЕЧНА ЕРОЗИЈА

Речната ерозија се манифестира со формирањето на речното корито, ширењето на речните долини и продлабочување на коритото до профилот на рамнотежата, односно до базисот на ерозијата. На тој начин ерозијата на водените потоци се врши бочно и условува ширење на речната долина, а се врши длабинска ерозија која доведува до продлабочување на речното корито. Овие два типа на речна ерозија секогаш се присутни, но во различни делови на долините и во различни временски периоди доминира едниот или другиот тип на речна ерозија.

Бочна (латерална) ерозија. Бидејќи брзината на течењето на водата во реките, дури и тие што имаат правилни корита, не е еднаква, настанува нерамномерно испирање (еродирање) како на десниот, така и на левиот брег. Ова е условено од тоа што водата скоро секогаш има вртложен карактер. На тој начин, свитканиот дел на брегот на речното корито се измива (еродира) побрзо отколку обратната испупчена страна каде се врши таложење на плавински материјал. Затоа напупчените делови на бреговите на реките се благи падини, а свитканите се стрмни, покрај кои се наоѓаат најголемите длабочини во речните корита. Во овие делови на бреговите на речните корита ерозијата е најинтензивна и с текот на време во тој правец доаѓа до проширување на речното корито, односно до ерозија (сл. 46). Во време на големи дотоци на вода (за време на силни и долготрајни дождови), доаѓа до продирање на водата во околниот простор, коритото се исправува, а напуштениот дел од плавините се претвора во остатоци од претходните корита “старици”, речни езера и острови (ади). Бочната ерозија во текот на еден подолг временски период со своето дејство доведува до проширување на речната долина (корито) и создавање на **меандри** (сл. 47). Кога кинетичката енергија на водените потоци ќе се намали, тогаш опаѓа и бочната ерозија. Кога водениот проток е голем, од време на време доаѓа до измивање и преталожување. Речните долини оформени со речната ерозија во напречни пресеци имаат различни форми. Во случај кога тие се оформени во цврсти карпи, падините на долините се стрмни и клисурести (сл. 43, 44), додека во случај кога терените се изградени од релативно понекомпактни карпи, падините се благи, бидејќи со ерозијата истите брзо се измиваат.

Длабинска ерозија. Овој тип на ерозија на водените текови (потоци и реки) е поврзан со продлабочување на речното корито. Овој процес на продлабочување може да се врши до нивото на устието на дадениот тек кој се вика **базис** на ерозијата. Нивото на океаните и морињата претставува **апсолутен базис** на ерозијата. Нивото на езерата и затворените котлини кои се наоѓаат на различни висини претставуваат **локален базис** на ерозијата. Постојат локални базиси на ерозија кои се

наоѓаат пониско од нивото на морето, како на пример Каспиското и Мртвото Море.



Сл. 46 Начин на речна ерозија и седиментација во зависност од формата на речното корито.

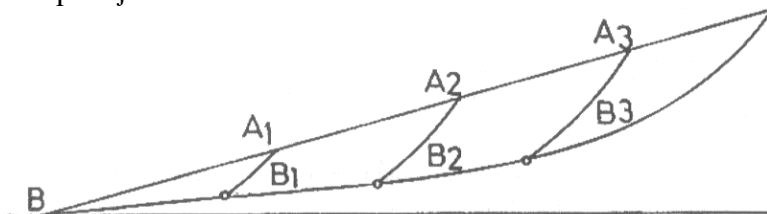


Сл. 47 Меандри и старици на Мажестик Ривер во провинцијата Саскачеван, Канада

Продлабочувањето на базисот на ерозијата доведува до промена на режимот на брзината на водениот тек и се нарушува режимот помеѓу ерозијата и акумулацијата. Кога се зголемува наклонот на коритото, се зголемува и брзината на течењето, ерозијата во тој случај се зголемува и покрај тоа што количеството на протокот на вода не се менува. Реката ќе го продлабочува коритото се додека наклонот не стане како и

порано, што одговара на дотоци на големите води, а брзината на врежување на коритото ќе соодветствува на големината на спуштањето на базисот на ерозијата. Зголемувањето на продлабочувањето на речното корито до нивото на базисот на ерозијата, доведува до продолжување на тековите во горните делови каде ерозијата настапува во повисоките делови на копното. Овој тип е познат како регресивна ерозија (против течењето на водата). Со овој процес на длабинска ерозија се зафаќа целиот басен на реката, каде терените се зафатени со тектонски издигања.

Кога реката се наоѓа во фаза на интензивно продлабочување, нејзиниот тек се развива по законот на регресивна ерозија. За таа цел земаме еден идеализиран наклон на падина АВ кој е релативно стрм и е изграден од еднороден (хомоген) карпест материјал со скоро еднакви физичко-механички карактеристики (сл. 48). На дадената падина возникнува река. Таа во точката A_3 го одразува местото каде површинските струи се собираат во поток, во точката A_2 каде се утоките на одделни потоци и поројници, а во точката А, место каде се влеваат најголемите потоци. При еднаков наклон на падината, интензитетот на ерозијата зависи од масата на водата на одделни делници. Природно е дека во најдолниот дел на делницата (A_1B) ерозијата ќе биде максимална, бидејќи масата на водата е најголема. Во оваа делница продлабочувањето на речната долина ќе стане најизразито. Како резултат на ерозивните процеси дното на коритото ќе ја заземе положбата A_1B_1 . На делницата A_1B_1 падината станува многу стрма, брзината на течењето на водата се зголемува, а со тоа и интензитетот на длабинската ерозија. Како резултат на овој процес, делницата A_1-A_2 ќе добие нова форма A_2B_2 . На истиот начин со регресивната ерозија се еродира реката нагоре по падината, се додека не се добие профилот B_3B . Тој во долниот дел се приближува до хоризонтална положба. Оваа крива на оформено речно корито е позната како профил на рамнотежа. Истата се завршува со споменатите базиси на ерозијата.



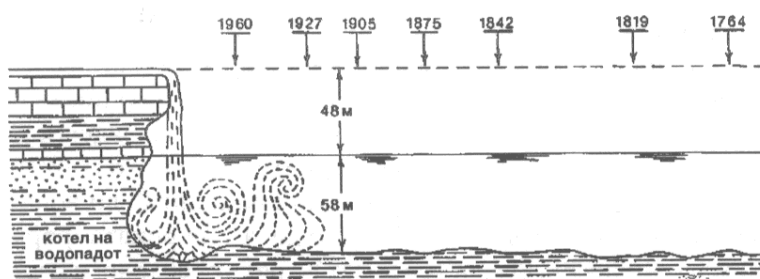
Сл. 48 Начин на засечување на речни долини

Шемата на сл. 48 претставува идеален случај, односно падина со рамномерен наклон, изградена од карпи со еднаква цврстина. Во природни услови падините не се рамни и претежно се изградени од

карпи со хетероген состав и компакност (цврстина). Водата многу полесно ги еродира меките од тврдите карпи. Кога тврдите карпи се изразени во форма на стрмни отсеци се формираат водопади. Водопадите во зависност од висината и количеството на вода, со голема енергија ги разрушува карпите кои се во подината на водопадите. Со вртлози еден дел од разрушениот материјал се изнесува по течението на реката, а друг се враќа во обратен правец во “котелот” на вртлозите на водопадот (сл. 49, 50).



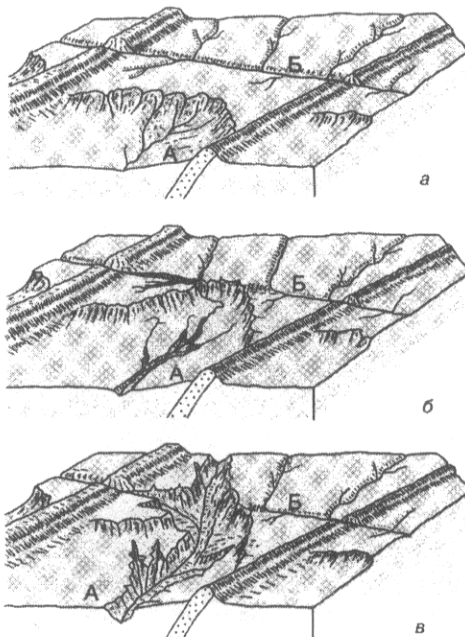
Сл. 49 Водопад на реката Нијагара, Канада



Сл. 50 Канадскиот дел на Нијагарините водопади и неговото повлекување за последните 280 години

Во случај на регресивна ерозија, кога усечувањето на коритото на реката ќе дојде до самиот нејзин извор (горен тек), тогаш долината продолжува да се оформува за сметка на вододелницата. Ако од другата страна на вододелницата се наоѓа изворскиот дел на соседна река, со натамошната работа на речната ерозија во вододелницата се појавува вододелничко седло (превој). Доколку ерозивните процеси на едната река се поинтензивни, усечувањето ќе биде нерамномерно. Тогаш изворскиот дел на поактивната река навлегува во басенот на помалку

активната река и дел од водата на соседната река се одвлекува од долината на поактивната река. Оваа појава на зафаќање на води од еден слив во друг се вика **пиратерија**.



Сл. 51 Шема на речна пиратерија: а) притоците од реката “А” регресивно настапуваат кон сливот (притоците) на реката “Б”; б) реката “Б” е обезглавена и водата од нејзиниот горен тек веќе се влева во реката “А”; в) долината на реката “А” станува сè поширока и подлабока.

Транспортна активност на реките. Реките пренесуваат големо количество на здробен (ситен) материјал настанат од распаѓање на карпите зафатени со ерозијата. Покрупните парчиња што ги носат речните води на својот пат ги зголемуваат ерозивните процеси, бидејќи удирајќи во бреговите тие ги тријат и измиваат карпите на речното корито. Материјалот што се носи од водата на реката “плива” во водата во вид на ситни честички или се тркала (вече) по дното на реката формирајќи разни облутници и песок. Освен тоа, водата во реките содржи и растворени минерални материи, меѓу кои се лесноиспарливите соли (NaCl , KCl , MgSO_4 , MgCl_2 , CaSO_4 , CaCl и др.). И покрај тоа што минерализацијата на речните води не е изразита, познато е (по податоците од О.А. Алекина) дека реката Дон годишно во морето внесува 6.2 милиони тони хемиски растворени материи, Днепар околу 8.3 милиони тони, Амударја околу 17.7 милиони тони, Волга околу 46.5 милиони тони.

Не е тешко да се претстави колкаво е количеството на растворена материја пренесено на тој начин во водите на морињата и океаните во текот на геолошката историја. Затоа, не изгледа апсурдно мислењето дека голем дел од минерализацијата (солите) на морските води и океаните е настаната за сметка на нивно внесување од реките.

Според некои експериментални податоци изнесени од Ј. Билибин, раздробениот материјал што се пренесува од водите кои се движат во реките во зависност од брзината на течењето (m/s) е со следните вредности: ситен песок - 0.162; крупен песок - 0.216; ситен чакал - 0.312; среден чакал - 0.650; крупен чакал - 0.975; валчести камчиња со пречник 27 mm - 0.97; со дијаметар 54 mm - 1.62; покрупни блокови со волумен 82 cm^3 - 2.27; камења со волумен 558 cm^3 - 3.25; со волумен $1\,116\text{ cm}^3$ - 4.87; со волумен $5.6 - 8.4\text{ dm}^3$ - 11.69 m/s. Наведените големини се карактеристични за средните брзини на течење и тоа на првите пет, додека пренесувањето на чакалот зависи од течењето по дното на реките, кое како резултат на турбулентното движење може значително да се интензивира. При промената на брзината и начинот на течењето на водата во реките речниот материјал се измешува, така што понекогаш меѓу песоковите фракции се присутни и чакалести партии.

Акумулативна активност на реките. Истовремено со ерозијата и транспортирањето на речниот материјал се врши и негово седиментирање, односно таложење. На тој начин се формира **алувиум** (aluvio-нанос). Тој се таложи во форма на пространи (широки) акумулации на речен материјал што ги пополнува речните долини. Тоа се доста широки наноси, со значителни должини и со променлива дебелина. Овие наслаги се составени од песок, облутоти, камења (покрупни блокови), но и фин и финозрнест материјал кој се состои од глиновити и алевритски честици и ситен песок. Во пониските, односно рамничарските делови каде речните долини се широки, алувијалните наслаги формираат акумулативни алувијални зарамнини кои со бочните страни се наклонети кон современите корита.

Како помали акумулативни форми, покрај коритата на самите реки се создаваат наноси кои за време на поплавите се прекриваат со речните води. Тие се наноси настанати со повремени големи води. Во планинските и ридчестите терени наносите се јавуваат како продукти на времените поројни врнежи кои во своите утоки изнесуваат обилен материјал. Така, за време на поројните дождови во 1979 год. за неколку часа реката Пена од Шар Планина кај Тетово изнесе 26 милиони m^3 наплавински материјал.

Акумулацијата на алувиумот во речните долини почнува истовремено со бочната ерозија, кога со поткопување на бреговите во подвитканите (свиткани) делови речното корито се издолжува и станува сè поблаго, а течењето се намалува. Тоа количество материјал кое порано реката го носела со себе веќе не е во состојба да го

транспортира и го таложи во коритото, а со тоа постепено го издига неговото ниво. Бидејќи коритото се мести бочно во една или друга страна по целата долина, алувијалните наслаги постепено го пополнуваат. Кога наклонот на коритото во долниот тек се намалува, алувијалниот нанос постепено ја пополнува речната долина и во деловите против течението. Таложењето на речниот нанос ќе се прекине тогаш кога ќе настапи рамнотежа помеѓу силата на потокот во секоја делница на речното корито со количеството на материјалот што се носи со водата.

Полнење на речната долина со нанос може да настане и во случај кога од одредени причини ќе се формира напречна греда (напречен хорст), преграда во речното корито како во случај на тектонска активност (Ира-Вади покрај Манделеј-Бурма), потоа од појавата на свлечишта, вулкански лави, моренски наслаги и др. Во деловите што се над овие напречни препреки се создаваат природни акумулации во кои се врши интензивно таложење на алувијален нанос. Со нивното пополнување почнува интензивна ерозија на преградата, која во нејзиното уривање може да има катастрофални последици.

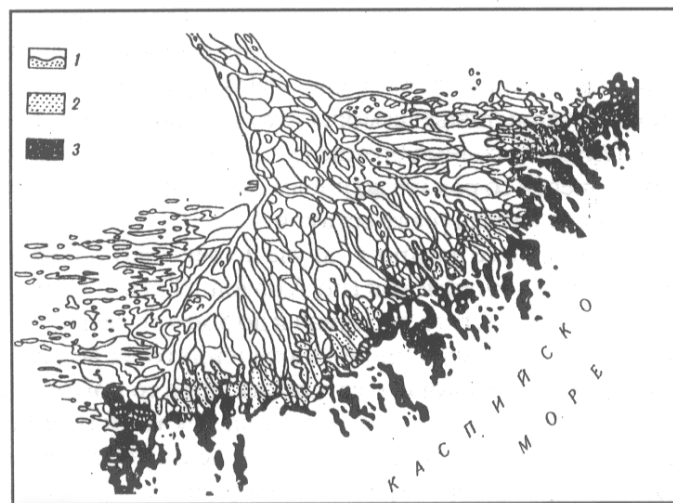
Откако речната долина ќе се затрупа со алувијален нанос реката ќе продолжи со измивање на бреговите (боковите) на реката и негово транспортирање веќе надвор од самата речна долина. Во таа состојба ќе се наоѓа се додека не се создадат услови за нивно врежување (дисецирање) на речното корито.

Делти и естуари. Ако во утоките на реките постојат соодветни услови за таложење на изнесениот алувијален материјал, тогаш се формираат **делти**. Ако такви услови нема, тогаш во утоките се формираат **естуари**.

Делтите се формираат во крајбрежните делови на морињата и езерата, каде во утоките на реките, реката ја губи својата кинетичка енергија и се натрупуваат речните наноси кои најчесто имаат форма на лепеза или триаголник (името произлегува од грчката буква “делта” на која личела утоката на реката Нил). Кога се влеваат во плитководен басен (морски или езерски) речните води во утоката акумулираат нанос кој постепено се натрупува и близу до устието на реката се формираат островца кои постепено се зголемуваат и го формираат делтовото копно. Во овој случај, внесениот материјал од реките, од морските бранови не успева да се однесе во внатрешноста на басените. Затоа површината на делтите постепено се зголемува и достигнува големи размери. Така, делтата на реката Мисисипи зафаќа површина од 150 km², на Нигер околу 40 km², на Волга околу 19 000 km². Најголема површина зафаќа делтата на реките Хуанх и Јанз околу 500 000 km².

Наслагите кои ги формираат делтите постојано се натрупуваат и условуваат нивно постојано зголемување. Тоа е особено изразено во случај кога крајбрежните делови се многу плитки, отсутствуваат силни

крајбрежни теченија и отсуствуваат големи плими и осеки (прилив и одлив) (сл. 52).



Сл. 52 Делта на реката Волга. 1) крај на делтата во 1873 год. 2) зголемување на делтата од 1873 до 1927 год. 3) зголемување на делтата од 1927 до 1945 год.

Така на пример, делтата на реката Волга се продолжува средно по 170 m годишно, а за последните години кога нивото на Каспиското Море се спуштило заради изградбата на браните на Волга, делтата на Волга се продолжува за 500 m годишно. Делтата на реката Мисисипи се зголемува 75 m годишно, а на реката Дунав до 70 m годишно.

Во изградбата на делтите учествуваат претежно алувијални наноси (ретко измешани со морски и мочуришно-органски наслаги). Доминираат глини со песоци кои се од хетероген состав и често пати се косо услоени. Шематски, делтините неслаги може да се поделат на четири дела: а) надводен дел, претставен со речни и блатни наслаги; б) горен морски хоризонт, кој е составен од речни наслаги, но кои се таложени под морското ниво; в) среден хоризонт, претставен со косо услоени песочници кои се наталожиле во услови на дејството на приливи и течења; г) долен морски дел, изграден претежно од колоиден материјал донесен од реката, но коагулиран во морската вода.

Естуари претставуваат подрачја на утоките на реките каде доаѓа до тонење на копното (континенталните делови) и каде морската вода настапува нагоре против течението на реката (aestuarium-брег што се затопува, односно наплавува од приливните води). Во устијата на такви реки дневно два пати навлегуваат брановите од приливите (плимите) и условува мешање на морската со речната вода. При осеката водата се повлекува со голема брзина (20 km/h) и го изнесува материјалот што е

донесен со реката продлабочувајќи ја утоката во морето и на тој начин настануваат естуари.

Приливниот бран се распространува по реката (спроти течението) на десетици и стотини километри (по Амазон - 900 km, по реката Јангцекјанг 700 km). Овој бран, кој достигнува висина и до 5 m, се движи со голема брзина и покрај тоа што течението на реката му е препрека. Обратно, при осеката (одливот), брановите се движат со уште поголема брзина и ги измиваат сите талози што се во утоката на реката, таа го шири и продлабочува коритото и претставува препрека за таложење на речниот материјал.

Речните тераси претставуваат зарамнини од поранешни наноси по падините на речните долини, издигнати на различно ниво. Ако ги соединиме со една линија површините на две тераси кои се наоѓаат на исто ниво по обете страни на речната долина, ќе го видиме напречниот профил на дното на старата речна долина, во кое е усечена долината на реката чиј базис на ерозијата е многу понизок. Во терасите се разликуваат следните елементи: 1. површина; 2. наклон, завртен кон долината на реката; 3. раб, линијата каде се сечат работ на терасата и наклонот на падината; 4. крај на терасата е подножјето на падината на повисоката тераса.

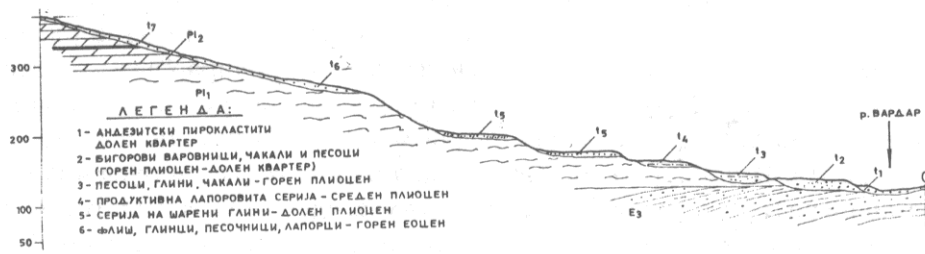
Терасите можат да бидат претставени (изградени) или само со алувиум или само од матичните карпи или од едните и другите заедно. Затоа тие се делат на: 1. акумулативни, во целина изградени од алувиум; 2. скулптурни (ерозивни), изградени во целина од матични карпи; 3. ерозивно-акумулативни тераси, кои во долниот дел, базата, им е од матични карпи, а одозгора лежи алувиум. Последниот тип на тераси често е познат како соклена тераса, бидејќи долниот дел (базата) претставен од матичните карпи, претставува сокла на терасата. Сите дадени типови на тераси настануваат само во случај ако речната ерозија се манифестира со усечување на коритото. Ако усечувањето се врши само во алувијалниот нанос на реката што ја пополнува речната долина, тогаш се формираат **акумулативни тераси**. Кога усекот се врши и во матичните карпи, тогаш настанува **ерозивно-акумулативна тераса**. Ако алувиумот од таквите тераси е измиен (однесен), тогаш истите се викаат **ерозивни тераси**. Терасите од горенаведените типови често пати по падините на речните долини се симнуваат едни во други. Една иста тераса може во долниот тек да биде акумулативна, во средниот тек ерозивно-акумулативна, а во горниот тек ерозивна.

Висината на терасата се одредува според положбата на нејзиното ниво над нивото на современата река. Бидејќи зарамнината на терасата не е идеална, а обично нејзината ивица е пониска отколку крајот (обично се наклонети кон речната долина), висината се дава во вид на цифри (од 5-10 до 20-25 m). Во целина, терасите се со благ пад по долината на реката и се скоро паралелни на коритото. Има случаеви

(Стоби-Росоман, реката Црна) кога наклонот е обратен, настанат од тектонски диференцијални движења по формирањето на терасата.

Присуството на тераси ни укажува дека процесот на спуштање на базисот на ерозијата (или издигањето на теренот со негово дисецирање од реките) и усечување на речното корито се вршело нерамномерно, односно осцилаторно. Постоеле периоди на интензивно дисецирање (врежување и продлабочување), кои се сменувале со период на мирување (слаба тектонска активност) кога реката се ширела бочно и се формирале терасите. Ако во алувијалните наслаги на терасите можат да се најдат остатоци од растенија и животни, со што ќе се определи староста на терасите, ќе се дефинира и времето на усечување на реката. Староста на алувиумот во речните тераси може релативно да се одреди и со корелација со флувио-гласијалните тераси во планинските терени и морските тераси (Сицилијанска тераса), кога е дефинирана нивната старост.

Терасите се означуваат со редни броеви и тоа оздола нагоре (t_1 - t_n), така што најниската тераса што се потопува од големите води се издвојува како напливна тераса. Бројот на терасите е поголем кај реките во планинските терени (од 7 до 10), а понекогаш и повеќе што е поврзано со големата тектонска активност на дадениот регион. Во долината на реката Вардар, во профилот Неготино-Демир Капија, се издвоени 7 речни тераси (сл. 53).



Сл. 53 Тераси од десната страна на реката Вардар, Неготино-Демир Капија

Висината на одделни тераси за различни реки е различна и зависи од активноста на тектонските движења (издигање или тонење) со кои е поврзана длабинската ерозија на реките. Длабинската ерозија е поврзана пред сè со спуштање на базисот на ерозијата и издигање на сушата во планинските терени на сливното подрачје. Ерозивниот базис може да се спушти и од осцилацијата на нивото на водата во океаните, заради промена на климатските услови.

Проучувањето на речните тераси има важно теоретско и практично значење. Од една страна, тие проучувања ни даваат можност да ја разјасниме тенденцијата и карактерот на најмладите тектонски движења на земјината кора, а од друга страна во акумулативните тераси

се наоѓаат бројни корисни минерални сировини, како расипни наоѓалишта.

Формирање на расипни наоѓалишта. Со ерозивната и акумулативната дејност на реките настануваат расипни наоѓалишта на корисни минерални сировини (алувијални расипи). Реките, еродирајќи ги карпите во рудните полиња (терени богати со корисни минерални сировини), истовремено ги измиваат и рудните минерали, рудни жили и рудни наоѓалишта. И покрај тоа што голем дел од нив се раствораат и како колоидни раствори во реките не се задржуваат, еден дел, кој се состои од минерални зрна кои не се растворени, се таложи и на места прави поголеми концентрации кои од економски аспект може да се експлоатираат. Вакви концентрации на корисни минерали во речните наноси се наречени **алувијални расипи**. Како економски расипни наоѓалишта најчесто се јавуваат расипи на злато, платина, дијаманти и др. Овие тешки минерали обично се наоѓаат во подолните делови на терасите.

Меѓу алувијалните расипни наоѓалишта се издвојуваат: оние кои се поврзани со самото корито на реката, со алувијалниот нанос на плавините, алувијалните рамнини (првата плавинска тераса која е надвор од современото речно корито) и терасни расипни наоѓалишта, поврзани со алувијалниот нанос на терасите. Постојат и алувијални наслаги на палеореки кои денес се издигнати (Сиера Невада - Голден Берг).

1. ЛЕДНИЦИ И НИВНАТА ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ

Ледниците претставуваат природни акумулации на маса од лед (мраз) кои можат да се движат. Ледниците настануваат како резултат на акумулација и преобразба на цврстите атмосферски талози во тие региони на земјината топка каде во текот на многу години количеството на паднатиот снег е многу поголемо од загубите кои настануваат со неговото топење и испарување. Ледниците настануваат од акумулација на маса со лед (мраз) кој е прекристализиран.

Во физички смисол ледниците се карактеризираат со тоа што при нормален притисок, ледот се топи при температура од 0°C , но ако притисокот се зголеми за 1 атмосфера тогаш температурата на топење се намалува на 0.0073°C , односно ледот во такви случаи може да се топи и при негативни температури. Освен тоа, во соодветни услови ледот има пластични карактеристики, односно способност да ја менува формата без да се крши. Движењето, течењето на ледниците се дефинира со пластичните карактеристики на неговиот материјал. Ледот е попластичен доколку притисокот во него е поголем и доколку неговата температура е поблиску до температурата на неговото топење. Затоа во ледниците многу добро се изразени две зони: површинска или зона на испуканиот ледник и длабинска зона или зона на течење во чиј правец пукнатините исчезнуваат.

Во денешно време, околу 11 % од површината на копното ($16\,221\,100\text{ km}^2$) е покриена со ледници. Ледничката маса ги покрива островите на Антарктикот и ги обединува во еден континент од околу 14 милиони km^2 . Ледничкиот покрив достигнува дебелина од неколку стотици до илјади метри. Голема маса од ледниците во Антарктикот е под нивото на морето. Со лед не се покриени само одделни планински врвови и мали подрачја од копното. Осровот Гренланд со површина од $1\,834\text{ km}^2$ е покриен со леднички покров (покривач) чија дебелина на места достигнува преку 3 km, а волуменот е пресметан на околу $2\,630\text{ km}^3$.

Во умерените и тропски широчини ледниците и вечниот снег се распространети само на највисоките делови на планинските масиви. Пресметано е дека целокупната површина на планинските ледници во јужната и северната полутопка завзема околу $120\,000\text{ km}^2$. Некои од овие ледници имаат големи размери. Така ледникот Федченко, во Средна Азија се протега на 77 km, а дебелината на ледот достигнува до 550 m. Попознати се поголеми ледници во Хималаите и др. подрачја, меѓутоа, целокупната површина покриена со ледниците во умерените и тропските појаси е многу мала во споредба со ледниците во поларните делови на Земјата. Така во јужните поларни делови се наоѓаат 86 % од

ледничките покриви, во северните нешто повеќе од 13 %, додека во умерените тропски појаси околу 0.75 %.

Ледниците се наоѓаат во постојано движење и произведуваат огромна работа со обликувањето на релјефот на површината на Земјата. Тие вршат пренесување и одлагање на големи маси на раздробен материјал од карпестите маси. Освен тоа големите маси на ледничките покривачи имаат и големо влијание врз климатските услови на дадениот регион.

Ледничките периоди не се карактеристични само за кварталната епоха. Такви периоди постоеле и во изминатите периоди на геолошката историја, бидејќи наслаги настанати од ледниците се констатирани во формации од најразлична геолошка старост. Со проучувањето на активноста на ледниците, што има големо практично и научно значење се занимава **гласиологијата** (лат. *glaciers*-лед, *logos*-учење), која претставува наука за физичките особини на ледниците, нивната генеза, развој, активност и влијание врз формата на површината на Земјата.

Освен во ледниците (глечерите), ледот се среќава и во други форми: почвен лед, речен лед, морски и езерски лед. **Почвениот** лед настанува во умерените и поларните области. Во умерените области тој се манифестира само во зимските сезони, додека во областите со субполарна и студена клима (Канада, Аљаска, Источен Сибир и др.), каде средната годишна температура е под нулата, ледот се задржува не само преку годината, туку и за подолг период од развитокот на земјината кора. Овие области се познати како терени на постојан или вечен мраз. Тие завземаат околу 25 % од целата територија на копното. Почвениот лед (мраз) има голема улога врз физичкото распаѓање на карпите.

Речниот лед нема некоја голема геолошка активност. Напролет, за време на топењето на снегот, сантите лед носени од водата на реките, транспортираат и определено количество на раздробен материјал кој се преталожува во подолните делови на речната долина. При движењето сантите лед, удираат во бреговите на речните текови и вршат нивно разрушување. Таквиот еродиран материјал се транспортира по течението на реката и на соодветни места се таложи.

Езерскиот и морскиот лед кој се формира претежно по самите брегови, а некои езера се покриваат самите со лед и на целата површина, при топењето ледот се крши на блокови и во крајбрежните делови, одделни санти од лед заедно со чакал и песок се пренесуваат во внатрешноста на басените.

Услови за формирање на ледниците. Најзначаен услов за формирање на ладниците е морската клима на јужниот и северниот поларен дел на Земјата, каде водените талози се претставени претежно со снег, во тврда состојба, каде за време на кусото студено лето,

годишното топење и испарување не можат наполно да ги уништат твдите талози паднати во текот на годината.

Агрегатната состојба на атмосферските талози - снег или дожд е поврзана со температурата на воздухот, а температурата на воздухот се менува во две насоки: од екваторот кон половите и со височината на релјефот. Во тропските области снег паѓа само на највисоките планински масиви. Во умерените климатски услови снежниот покрив се задржува одејќи кон поларните делови. Одделни наноси (реликти) од снег во овие делови остануваат и преку целата година, доколку температурата преку летото не е повисока од $+5^{\circ}\text{C}$. Такви места се констатирани во алпските подрачја, особено во северните (осојни) страни каде е собран снег со голема дебелина (навеви). Таму каде снегот не се топи преку целата година и почнува климата на многугодишен мраз, снегот дури и на Јужната страна останува преку целата година.

Долната граница на снегот што не се топи се дефинира со климатските услови во кои годишните талози на снегот соодветствуваат негово годишно топење и испарување. Повисоко од оваа граница, ако климатските услови не се менуваат, а снег паѓа повеќе отколку што се топи или испарува, се вика граница на вечен снег. Таа е позната и како климатска снежна линија, или снежна граница. Положбата на снежната линија (во различни делови на Земјата) зависи како од климатските услови, така и од количеството на атмосферските талози, односно од температурата на воздухот. Во јужните поларни земји и на одделни терени на Антарктикот и Северен Гренланд снежната линија е на височина од 5 000-6 400 m. Таа во Јужен Гренланд е на височина од 70-100 m. Во јужна Норвешка и Аљаска на 1 500 m, во Алпите на 2 700-2 800 m, на Кавказ на 2 700-2 800 m, на Хималаите на 4 800-6 000 m, а на Андите во Аргентина на 6 400 m.

Формирање на ледниците. Формирањето на ледниците почнува во одредени подрачја на површината на земјата, над снежната линија каде постојат соодветни форми во релјефот, во кои може да се акумулира снегот. Во такви услови, уште првиот покрив од снег се кристализира и е познат како зрнест снег, односно **фирн** (конгломерат од безформни зрна со димензии од 0.5-5 mm). Под дејството на тежината на многугодишните талози на снегот и водата од топењето преку летото, доаѓа до згуснување на **фирнот** кој преминува во згусната сивкаста провидна маса изградена од крупни кристали на лед (мраз).

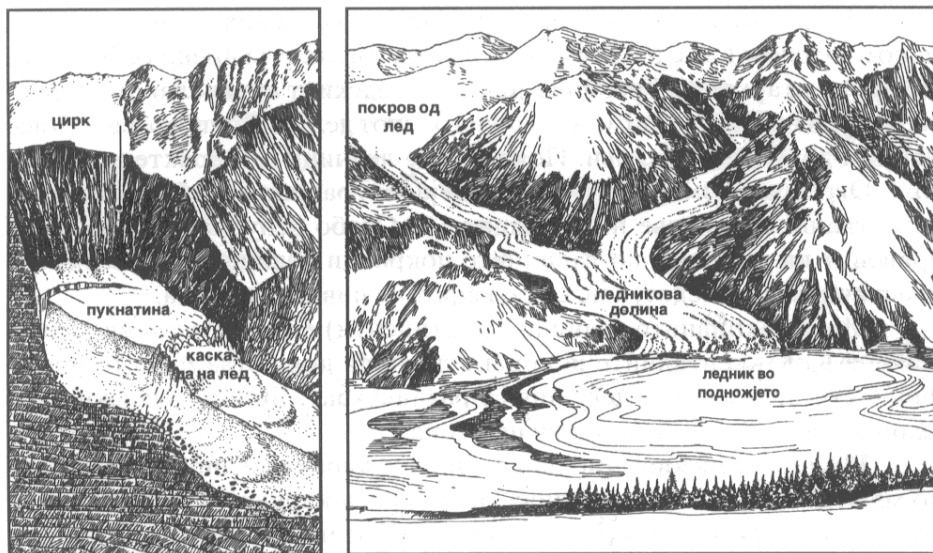
Општо земено, формирањето на ледниците се одвива кога при ниска температура формите на кристалите на снегот се многу ситни, додека при повисока температура, тие се доста крупни со призматична и свездовидна форма. Снегот што паѓа на површината на Земјата, или се издувува со ветер или се спушта по падините под дејството на сопствена тежина (во форма на лавини), во пониските делови на релјефот. Во

такви услови се натрупуваат големи маси на снег, кои се подложни на измени, поради делумното топење под влијание на сончевата радијација, а исто така од тежината на снежната покривка, која од година на година се зголемува. На тој начин во подлабоките делови на снежните натрупувања, под сопствена тежина доаѓа до згустување на снежната маса до истиснување на воздухот и водената пареа и до соединување на кристалестите зрна. Настанатата згустена маса на фирн преминува во провиден лед. Зрнесто-кристалестиот агрегат на овој лед ја зголемува густината. Така масата на 1 m^3 снег има 85 kg, 1 m^3 фирн има 500-600 kg, а 1 m^3 леднички лед има 900-960 kg.

Карактеристична особина на ледничкиот мраз е неговата пластичност која му дозволува во соодветни форми на релјефот да тече. Движењето на ледниците (гледерите) настанува кога тие ќе достигнат критичната дебелина, која е различна за разни агли на наклонот на падините на кои лежи ледникот (обично дебелината варира од 15-30 m). При таквата дебелина ледничката маса ги совладува отпорите на силата на триење кои и се испречуваат на патот.

Брзината на движењето на гледерите е поврзана со дебелината на ледот, падниот агол на наклонот на падината на гледерот и релативно високата температура. Централниот дел на гледерот обично се движи побрзо во делот на фирнот, додека во боковите таа е помала. Брзината на движењето на ледниците изнесува од неколку десетици до неколку стотици метри. Во Хималаите тие достигнуваат 700-1 300 m/год. Во некои ледници на Гренланд е забележана брзина на движење од 10-40 m за 24 часа. Движењето на ледниците секогаш се манифестира со појава на деформации во ледените маси, кои условуваат појава на пукнатини на нивната површина (сл. 54). Овие деформации настануваат од различните нерамнини и измени во релјефот на долината по која тече ледникот, кој бочно ја проширува долината, и ги крие нерамнините по дното. Тие се условени и од нерамномерната брзина на течењето на централните и бочни делови на ледниците. Како резултат на дадените манифестации на течењето се формираат: напречни, надолжни, средишни и бочни пукнатини.

Напречните пукнатини и бранови настануваат во случаевите кога во надолжниот профил се присутни прагови поради што доаѓа до свиткување на ледената маса како бран со испакнатата форма. Во правец на движењето на ледот доаѓа до нерамномерна екстензија (растегање) што доведува до формирање на пукнатини.



Сл. 54 Типови на ледници и нивни основни елементи

Лонгитудиналните пукнатини настануваат во услови на осцилација на ширината на долината, односно сменување од потесен во поширок профил. Навлегувајќи во пошироките делови на долината, тие можат да се шират, предизвикувајќи напречна дилатација по текот на ледникот што доведува до формирање на надолжни (лонгитудинални) пукнатини.

Бочните (страничните) пукнатини настануваат од неравномерно движење на ледот во централните и бочните делови на ледниците.

Типови на ледници. На земјата постојат покривни (покривни) и планински ледници.

Покривните ледници завземаат 98.5 % од целата површина на современото оледенување на Земјината топка и во целина ги покриваат Антарктикот, Гренланд, дел од Канадскиот архипелаг, големи територии на Исланд, потоа североисточниот дел на Шпицберген и Нова Земја и други помали делови. Покривните ледници се карактеризираат со: огромни димензии, отсуствување на јасна граница помеѓу областа на истекување и хранење на ледниците, слабо испупчена форма, а правецот на движење на типичните покривни ледници е поврзан со пластичноста на ледот, а не со релјефот на нивната подина.

Меѓу покривните ледници (континенти) се издвојуваат: шпицбергенски тип, ледникови куполи и ледникови штитови.

Шпицбергенскиот тип на ледници се карактеризира со релативно мала дебелина која во целина ги прекрива карпестите маси што се во подлогата на релјефот, а на површината ледникот го добива обликот на погребениот релјеф.

Ледниковите куполи се типични куполовидни форми од лед, кои се настанати врз релативно рамни подлоги или при зголемување на дебелината на ледот од Шпицбергенскиот тип. Површината на ледниците не се колерира со покриениот релјеф на подината. Ледникови куполи се познати во Северна Земја, на некои острови од Земјата на Франц Јосиф, во Исланд и на островите на Антарктикот.

Ледниковите штитови претставуваат покривни ледници со шитовидна форма. Претставени се со многу дебел слој на лед (во Гренланд на пример повеќе од 3 000 m), а во Антарктикот на места дебелината достига повеќе од 4 000 m. Размерите на ледниците како покрови (покриви) на дадените области се огромни. Во Гренланд таквиот леден покривач го зафаќа скоро целиот остров со површина од 1 800 000 km². Оголени се само крабрежните делови, каде стрчат одделни карпести маси - врвови кои од ескимите се наречени **нунатаки**. Дебелината на ледот на Гренланд се зголемува кон центарот, каде во внатрешните делови на ледниковиот покривач се забележува слабо течење кон периферијата заради притисокот на дебелите слој од лед. Целата маса од лед во рабните делови се движи и во некои делови достигнува брзина од 40 m/ден. Покривните ледници на Гренланд на места навлегуваат далеку во морето. Така познатиот јазик од ледникот Петрман навлегува 40 km во морето. Тој на секои 15-20 години се крши и плива во форма на ајсберг.

Ајсберг. (англ. iceberg- ледена планина) претставуваат делови од ледените јазици кои се спуштени во море, се кршат и пливаат како крупни маси. Тие се со различни размери, од кои најголем е познат во Њуфаундланд, со должина до 565 km, а неговата височина над водата е 87 m, додека во подводниот дел е дебел 500 m. Со водите на океаните тие може да се пренесуваат на големи ратојанија и нивниот век продолжува повеќе од 10 години. Во Атланскиот океан ајсберзите доаѓаат (допливуваат) до 40° северна географска широчина, а во јужната полутопка до 30°. Ајсберзите носат со себе огромно количество на здробен карпест материјал (парчиња со различни димензии) и при нивното топење тој се таложи, формирајќи ледникови наслаги. Со топењето ајсберзите го менуваат солениот состав на водата во океаните.

Планинските ледници се карактеризираат со релативно мали размери и се поврзани со високите планински масиви чија височина е над снежната линија. Ледниците прекриваат со непрекинат леден прекривач површини со десетици и стотици km². Ледниците се движат од централните делови кон периферијата, а потоа се спуштаат по одделни долини во форма на изолирани потоци или јазици, кои претставуваат типични планински ледници. Овие ледници во Алпите се присутни на височина поголема од 2 500 m. Алпските ледници имаат обично само еден јазик, кој во горниот дел од речната долина претставува јасно

изразен фирновски басен. Постојат соодветни имиња на ледниците во зависност од формите на релјефот во кои тие се манифестираат. Така се издвојуваат: долински ледници, калдерни ледници во калдерите на вулканите (Ерменија, Турција, Ирански Азербејџан), потоа сложени ледници (ледници со притоки), котлински ледници, кога некоја котлина се пополнува со ледници кои се спуштаат од разни страни (сл. 54).

2. ВРСКА ПОМЕЃУ РАЗЛИЧНИ ТИПОВИ НА ЗАЛЕДУВАЊЕ И НИВНИОТ РЕДОСЛЕД НА РАЗВОЈ

Различните типови на ледници настануваат претежно во различните стадиуми на заледувањето на дадената област а се поврзани и со формата на дадениот релјеф. При соодветни климатски услови, кога периодот на заледување трае, ледниците ги зголемуваат своите димензии, заземајќи поголеми пространства од речните долини и басени. Одделни ледници, кои се во форма на многугодишни снежни наноси, преминуваат во ледници од алпски тип, а потоа се развиваат во многу разгранети форми. Спуштајќи се пониско долинските ледници преминуваат во котлински, во подножјата на предгорјата. Ледот постепено се шири и станува покровен ледник. Ако релјефот е зарамнет, долински ледници не можат да се формираат, а фирновите полиња веднаш преминуваат во ледникови шапки (покрови - штитови). Кога климата станува потопла, настанува регресија на ледниците, и процесите се одвиваат во обратен правец.

3. ДЕЈНОСТ НА ЛЕДНИЦИТЕ

Слично на проточните води, ледниците вршат големи дејствија како што се разрушување, транспортирање и преталожување на карпестите маси и формираат типичен леднички релјеф. Процесот на разрушување на карпестите маси се вика ледничка ерозија (екзарација). Екзарацијата се појавува истовремено со формирањето на ледниците и е особено интензивна при голема дебелина на ледот, бидејќи притисоците врз неговото дно се многу големи. При движењето по падините ледените маси тие разоруваат и одвлекуваат големи маси од подинските карпести маси. На тој начин ги еродираат и падините на долините. Разрушувањето се зголемува и со карпите (парчињата) што се носат зафатени од самите ледници. Тие блокови гребат, полираат и откинуваат други парчиња од површината на матичните карпи. Како резултат на овие процеси површината на матичните карпи е избраздена и полирана што претставува белег на ледничка ерозија која е позната како ледничко огледало. Браздите варираат во должина од еден до

неколку метри, а се широки и длабоки од неколку mm до неколку cm. Линиската ориентација на браздите укажува на правецот на движењето на ледот. Ако се присутни вкрстени бразди, тие ни укажуваат на различни правци на движењето на ледниците. Падините по кои се движат ледниците се поблаги и подобро полирани. Парчињата што се носени од ледниците и кои активно учествуваат во формирањето на падините на долините исто така се обработени, заоблени и се полираат и покриваат со бразди и линии. Заоблените, округли и избраздени парчиња се познати како леднички облитоци.

Како резултат на ледничката ерозија (екзарација) настануваат низа карактеристични форми во релјефот и тоа: кари, леднички циркови и леднички долини.

Карите претставуваат одделни негативни форми во релјефот каде се натрупуваат наноси од снег. Како резултат од замрзнување на водата настанува физичка изветреаност, а со истечување на водата се врши ерозија и екзарација од дејството на ледничката маса.

Ледничките циркови претставуваат конусовидни котлини во форма на амфитеатар. Тие настануваат во изворските (најгорните) делови на речните долини, кои се опколени со доста стрмни или карпести маси од највисоките делови на планините (сл. 54).

Цирковите се формираат со меѓусебно дејство на екзарацијата, и распаднаста и дејството на водните токови кои се формираат со топење на ледниците.

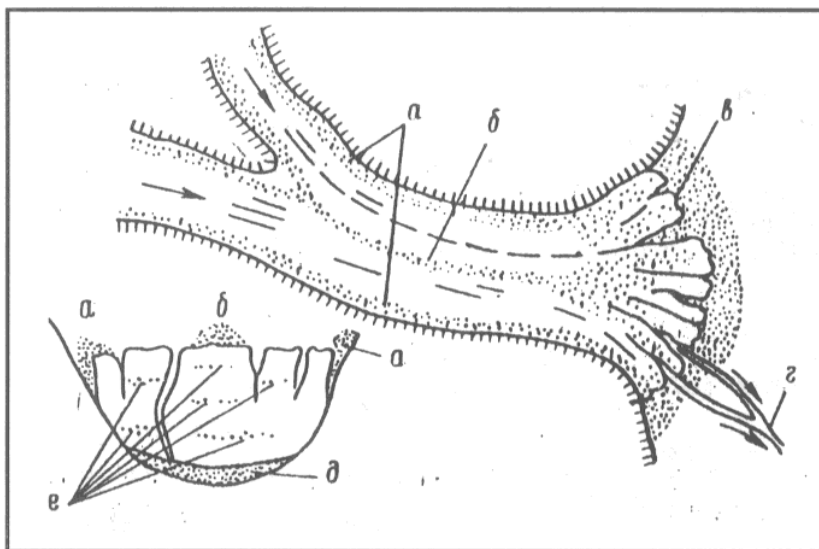
Ледничките долини (трогови) се формираат во зоната на течењето (движењето) на ледниците по долините делови на релјефот. Напречниот пресек на ледничките долини се карактеризира со тоа што, повисоките делови се отворени со прилично обработени (од ерозијата) падини, со пад од 35-40°, додека долниот дел од долината се карактеризира со стрмни падови на падините кои имаат "У" - образни форми, со заоблени падини и имаат дно кое е малку свиткано кон средината на долината. Овие "У" - образни долини се многу карактеристични за пејсажите во Швајцарија и околните земји.

Акумулативна дејност на ледниците. Материјалот кој се еродира и транспортира со ледниците, се таложи по краиштата на ледниците или се транспортира натаму со вода и ветер. Материјалот кој се таложи непосредно по краиштата на ледниците, претставува леднички (гласијални) наслаги, а тој што се преодлага со ледничките потоци е познат како флувиогласијален нанос (наслаги).

Ледничките наслаги кои претставуваат измешан несортиран материјал од аглести и заоблени карпи, од најразлична големина, од некоку тони до ситнозрнести и глинести состојки без изразита слоевитост, се познати како **морени**. Во крупните блокови (облитоци) во морените често пати се набљудуваат карактерни бразди и белези на лизгање. Морфолошки, овие наслаги се појавуваат многу различно.

Морените се делат на преместувани моренски наслаги со помладите ледници и непоместени морени. Во современите планински ледници се издвојуваат на: површински, внатрешни и подински.

Површинските морени се делат на бочни и средишни. Површинските морени се состојат од здробен материјал, кој е паднат врз ледниците од стрмните околни падини. Во прво време тие се акумулирале покрај боковите на ледниците во форма на греди со височина до 20-30 m и се издвојуваат како **бочни морени**. Во случај кога ќе се соединат два ледника и натаму продолжуваат да се движат (течат) заедно, се формира средишна морена. Доколку се соединат неколку ледници може да се појават неколку средишни морени (сл. 55).



Сл. 55 Шема на пресек на ледници. а) бочна морена, б) средишна морена; в) челна морена; г) изворски дел од река; д) подинска морена; е) внатрешна морена.

Внатрешните морени претставуваат парчиња од карпести маси кои се вклучени во самата маса на ледникот. Тоа се парчиња и блокови од карпести маси кои пропаднале во пукнатините на ледот или се паднати на површината на фирнот уште во почетокот на формирањето на ледот, а кои подоцна се прекриени со нови снежни маси. Тие обично се цврсто цементираны од ледот на ледниците. Материјалот од површинските и внатрешните морени не е подложен на никаква преработка, а смо се транспортира надолу по долините. Парчињата од карпи во овие морени ја задржуваат својата примарна кошкаста форма.

Подински морени. Ледниците кои се влечат по дното на долините вршат голема механичка работа, дробејќи ги и ситнејќи ги матичните

карпи, правејќи гребнатини и бразди и полирајќи ги истите. Раздробениот несортиран материјал е претставен од парчиња со разна големина, од неколку тони до ситен песок и глина (облутоци, чакал, песок и глина). При топењето на ледниците, во најниските делови на ледниците, а делумно и во нивните бокови, површинските, бочните и челни морени обично се измешуваат и ние ги одредуваме како натрупан несортиран материјал, а самите форми се во зависност од етапите на топење на ледниците. Така во планинските терени кај нас се присутни леднички наслаги од последните две етапи како моренски наслаги кои се наоѓаат на различна височина (преку 2 000 m).

Во случај кога ледниците ја зачувуваат својата форма долготрајно, на крајот на ледниците се акумулираат големи натрупувања на моренски наслаги во форма на греди, валови, природни брани, познати како челни морени, чија височина достига и до десетина метри. При топењето на ледниците, овие природни брани служат за акумулација на водите, познати како леднички (гласијални) езера.

Флувио - гласијални наслаги. Ледот во ледниците е подложен на непрекинато топење и испарување. Топењето е многу интензивно во средишните и ниските делови на ледената маса (аблација во ледниците), како резултат на што водата настаната од топењето се спушта по падините и пукнатините на ледниците, понира до нивната подина и по систем на многу сложени канали формира подледникови потоци. Тие, со нивното извирање под ледниците ги измиваат моренските наслаги, главно ситните честички (ситни песоци и делумно ретки зрна од чакал и глина), ги пренесуваат и ги таложат во рамничарските делови на подножјата. Овој материјал транспортиран од водените потоци на ледниците се вика флувио - гласијален (речно - леднички). Кај нас во скопско и други котлини се претставени со црвени глини. Со дејноста на ледничките води се формираат различни облици на флувиогласијален материјал, како што се **ози** (ескери) и **ками**.

Озите се издолжени во правец на движењето на ледниците со должина од 30-70 km, а со широчина од 3-4 km. Тие се изградени од косо услоени слоеви од чакал, песоци, распространети по краиштата на покровните ледници, присутни во Финска и други места. Тие се настанати со топењето на ледниците и пополнување на крупните пукнатини со флувиогласијален материјал.

Камите се типични флувиогласијални наслаги изградени од слоевити, сортирани песокливо-ситночакалести материјали. Во релјефот тие се претставени со ниски изолирани ритчиња (од неколку метри) кои се одделени со плитки и мали котлини, често пати претставени со езерца (северен дел на Русија).

Во подрачјата каде се развиени квартерните покровни ледници, на надворешната страна на морените кои се опколени со камите, се таложат големи маси на флувиогласијални песоци, крупни песоци,

чакали кои се наречени **зандри** (дански sandur-песок). Тие претставуваат соединети благи плавински конуси од изнесениот материјал од ледничките потоци. Со оддалечувањето од челните морени зандрите постепено преминуваат во вистинските алувијални рамнини.

Лимногласијални наслаги. Овие наслаги се формираат во ледничките езера како резултат на преградување на патот на последничките води со челните морени при топењето на ледниците. Во нив се таложат ситнозрнести песоци и глини со многу добро изразена тенка слоевитост поврзана со годишните сезони. Преку летниот период, кога настапува интензивно топење на ледот, водените потоци внесуваат во езерата релативно повеќе песок, прашина и глинести честички. Во зима кога водата се намалува или водените потоци пресушуваат се внесуваат само фини глинести честички. Овие годишни ленти ни укажуваат на времетраењето на нивната акумулација и на годишните сезонски промени. Глинестите слоеви во овие езерски наслаги се познати како лентести глини.

4. ЗАЛЕДУВАЊА ВО ИСТОРИЈАТА НА ЗЕМЈАТА

Во текот на геолошката историја климатските услови на Земјата многупати се менувале. На тоа укажува присуството на леднички наслаги и форми во области каде денес владее умерена, па дури и топла клима.

Најстари моренски наслаги, познати под името **тилити**, се сретнати во архајските формации на Северна Америка и Африка (басен на реката Конго), во протерозоиските формации во Кина, Африка, Австралија и во Сибир (Русија). Тилитите се крупни облупоци со леднички бразди и чакали, настанати како продукт на ледниците.

Во протерозоиските формации добро зачуваните морени се претставени со блокови и друг моренски материјал кој е обработен од ледниците. Како палеозоиски се познати тилити во Јужна Америка, Африка, Индија (Дакар) и Австралија.

Во мезозоик покрупни леднички епохи не се познати. Заледувањето најинтензивно се манифестирало во кварталниот период, кога настапила изразито ладна клима. Во овој период, еден центар на заледување се наоѓал на Скандинавскиот Полуостров, од каде ледниците се распространувале низ цела Европа. Другиот центар се наоѓал на Алпите, од каде ледниците далеку навлегувале во околните рамнини. Во Азија, со заледување биле зафатени Хималаите. Во Африка, ледниците во Кенија и Килиманџаро се спуштале многу пониско отколку што се денес. Во Андите, во Јужна Америка, ледниците се спуштале во тропските рамнини. Во Северна Америка, ледниците се спуштале од три центри и тоа: од Лабрадорскиот, од

Кивантинскиот и од Кордилиерскиот, многу по на југ од Големите Езера. Во тоа време, северниот дел на овој континент не бил зафатен со заледување.

Ледникот од Скандинавскиот центар го прекрил Северното Море и се соединил со ледниците на Велика Британија. Скандинавскиот ледник како слој од 1 000 до 2 000 m настапувал трикратно, одлагајќи моренски подински наслаги, во кои се присутни облитоци и карпи, песокливи глини и глини, што потекнуваат од матичните карпи застапени во Скандинавија и Финска.

Со проучувањето на ледничките наслаги во Алпите, А. Пенк и Е. Брукнер издвоиле во Алпите 4 леднички епохи и ги нарекле по притоците на Дунав и Баварските и Швапските Алпи: гинц, миндел, рис и вирм. Издвоени се три меѓуледнички периоди (епохи) и тоа: гинц-миндел, миндел-рис и рис-вирм.

Според погоре изнесените податоци, може да се заклучи дека за време на долгата историја на Земјата со релативна сигурност можат да се претпостават три епохи на големи заледувања и тоа: протеро-зојска-вендска, гондванска (младопалеозоиска) и квартерна. Тие се одделени со временски интервал од околу 250 до 300 милиони години.

Периодичните заледувања јасно се поврзани со измена на климата на Земјата, чии причини до денес не добиле целосен одговор. Постојат хипотези според кои причините кои довеле до измена на климата, може да бидат: космички и земјини (телурични).

Според космичките причини за измена на климата, најзначајни се периодичните измени на климата како резултат на интензитетот на сончевата радијација. Осцилациите на климата можат да настанат како резултат на процесите кои настануваат на Сонцето или промената на положбата на Земјата и Сонцето. Сончевата радијација силно се зголемува со зголемувањето на сончевите петна (флеки). Констатирано е дека силни измени на Сонцето настануваат периодично на секои 80-90 години. Р.Ф. Флинт укажува дека во периодот од 1 750 година до денес периодичната измена на сончевите петна се манифестира средно секои 11 години.

Некои автори сметаат дека периодичното намалување на сончевата топлина која доаѓа на Земјата е поврзано со периодично минување на Сонцето низ космички маглини кои делумно ја апсорбираат енергијата што се лачи од Сонцето.

Југословенскиот научник Миланковиќ (1938) ја пресметал измената на сончевата енергија за последните 600 000 години од постоењето на Земјата. Добиените минимума на кривата на температурата се совпаѓаат со познатите квартерни периоди на заледување.

Врз климатските услови на Земјата влијае и нејзината положба во однос на Сонцето (бидејќи интензитетот на инсолацијата е пропорционален на косинусот на падниот агол на сончевите зраци на површината

на Земјата и обратно пропорционален на квадрат на растојанието од Земјата до Сонцето). Тие промени на положбата на површината на Земјата кон Сонцето можат да бидат предизвикани од промена на аголот на земјината оска, промена на формата на орбитата на Земјата, промена на деновите на рамнодневниците, што зависи од тоа што оската при вртењето прави конус и поместување на половите. Промените на аголот на оската на Земјата настанува периодично, секои 40 000 години, во границите од $21^{\circ} 51'$ до $24^{\circ} 36'$.

Како главна причина за настанување на покровните ледници, кои настанале во минатото во различни делови на континентите, се смета миграцијата на половите. Добиените податоци од проучувањето на палеомагнетизмот и истражувањата на магнетните полиња на планетите, ја потврдуваат хипотезата на нивната врска со брзината на вртењето на планетите, т.е. на врската на магнетните полови со географските. Во текот на геолошката историја, не еднаш доаѓало до промена на магнетните полови, а со нив и промена на географските. Со овие промени на магнетните и географските полови се менувала и плошбата на климатските појаси (зони).

Кон втората група хипотези за објаснување на појава на периодите на заледување се земаат чисто земјини фактори поврзани со општиот развој на земјината кора: состав и провидност на атмосферата, карактерот на релјефот на земјината површина, распределбата на континентите и морињата и др.

Промената на климата на Земјата многу автори ја поврзуваат со промените на составот на атмосферата. Присуството на CO_2 , озон, пареа и прашина во атмосферата играат улога на терморегулатор. Особена улога има CO_2 кој слободно ги пропушта сончевите зраци до земјината површина, а ги задржува одбиените. Тоа ни укажува дека ако се зголеми CO_2 во атмосферата климата станува потопла и обратно. Интензивната вулканска дејност исто така би требало да доведува до поблага и потопла клима. Во случај на обилна растителност, која консумира CO_2 доаѓа до намалување на содржината на CO_2 во атмосферата и до намалување на температурата.

Големо влијание врз климата на Земјата имаат и промените во релјефот на земјината површина и особено распределбата на копното и морињата. Формирањето на високите планински масиви, што е условено со општото издигање на земјината кора, исто така и зголемувањето на површината на континентите доведува до намалување на температурата.

Средната надморска височина се смета дека изнесува 750 m над нивото на морето, додека во почетокот на неоген таа била околу 300 m. Ова е поврзано не само со општото издигање на континентите, туку и со интензивното издигање на планинските венци и масиви како што се Алпите, Кордиериите, Хималаите, Памир, Кавказ, Тењ-Шењ, Андите и

др. Во овие високи планински венци и масиви се создадени услови за натрупување на ледници (лед). Општото издигање доведува до намалување на температурата, бидејќи на секои 100 m зголемување на височината на копното, температурата во атмосферата се намалува за 0.6 °C.

1. ПОДЗЕМНИ ВОДИ

Тоа се води што се наоѓаат во горните делови на земјината кора, директно под површината на Земјата. Сите постојани водотеци и извори, гејзери и бунари, потоа карстните форми во карбонатните формации се генетски поврзани со начинот на манифестацијата на подземните води. Главната маса на подземната вода е концентрирана на длабочина до 16 km и е поврзана со деградираните карпести маси кои се издробени или испукани. Подинските делови кои се претставени од монолитни метаморфни и магматски карпи под наведената длабочина содржат многу малку вода и практично претставуваат водонепропусни хоризонти. Тие претставуваат изолатори на токовите на подземните води на поголема длабочина. Се смета дека под земјата се наоѓаат 37 пати повеќе вода, отколку сите езера, реки и блата.

Подземните води се претставени со три типа и тоа: метеорска (атмосферска), погребна (реликтна) и магматска (јувенилна) вода. Основната маса од подземните води е метеорската, која е поврзана со атмосферските талози во форма на дожд и снег. Метеорската вода претставува скоро 100 % од водата која учествува во хидрогеолошкиот циклус и е главен снабдувач на сите подземни води.

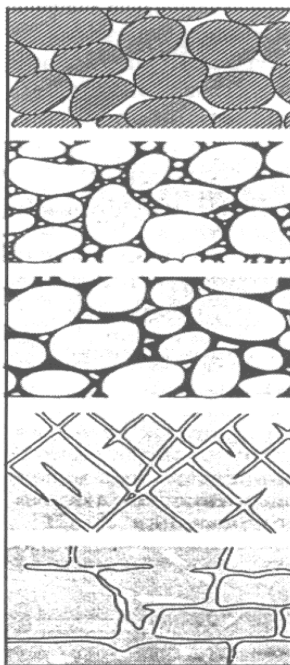
Погребената (реликтна) вода е таа која е зачувана во седиментните карпи од изминатите геолошки периоди, од времето кога се формирале самите седименти. Погребените води обично содржат растворени соли, но истите по својот хемиски состав се разликуваат од современата морска вода. Во текот на многуте геолошки периоди погребената вода што се наоѓала во матичните карпи вршела нивно делумно растворање, а исто така и дел од неа се таложел во самите матични карпи.

Магматската (јувенилна) вода доаѓа од магматските тела што се подлабоко во земјината кора, во кои учеството на растворена вода може да биде и до 10 %. Во времето на кристализацијата на магмата, водата се истиснува во соседните карпи. Со овие водени раствори, кои се одделуваат од магматските тела, се поврзани хидротермални наоѓалишта на минерални сировини на бакар, олово, цинк и сребро. И покрај тоа што како резултат на магматската дејност и сега се формираат вакви јувенилни води, истите се многу мали во однос на метеорските води кои доаѓаат од атмосферата. Веројатно дел од термалните извори во областите на современ вулканизам има јувенилно потекло.

Атмосферската вода, со паѓање на Земјата, понира во површинските делови и е главен снабдувач на подземните води. Атмосферската вода (вадозна или метеорска) понира во Земјата како

течна, но и како водена пареа заедно со воздухот - **инфилтрација**, која поминува во течна состојба со **кондензација**.

Фактори кои го контролираат распространувањето на подземните води. Брзината на процедувањето (понирањето) на атмосферската вода во Земјата зависи од литолошкиот состав на теренот, а исто така и од конфигурацијата (формата) на релјефот. Компактните карпи кои се изградени од фини честици многу послабо пропуштаат вода отколку карпите што се покрупнозрнести и се од хетероген состав. Во ридските терени водата понира многу послабо, бидејќи таа брзо тече низ стрмните падини кон пониските делови. Распространувањето и движењето на подземните води е поврзано со порозноста и инфилтрационите карактеристики на карпестите маси.



Сл. 56 Фактори што имаат влијание на порозноста на карпите

1. добро сортирани зрна кои имаат висока порозност; 2. лошо сортирани зрна со помала порозност, бидејќи помеѓу зрната има ситни честици и фин материјал; 3. присуството на минерален цемент ја намалува порозноста; 4. присуството на пукнатини и слоевитост условува порозност во карпата; 5. при растворање на карпата, пукнатините се рашируваат и се зголемува порозноста.

Порозноста претставува однос на вкупниот волумен на карпата со волуменот на сите пори во неа. Порите претставуваат крупни и ситни пукнатини, раседни зони и шуплини (карстни) настанати како резултат

на растворување на карпите и меѓузрнестиот простор, односно празнини помеѓу одделните минерални зрна и зрната во седиментните наслаги. Ако во 1 литар песок при полно заситување со вода има 0.3 литри вода, тогаш порозноста е еднаква на 30 %, бидејќи 0.3 дела од општиот волумен им припаѓаат на порите помеѓу зрната. Во различни карпи порозноста варира од помалку од 1 %, во слабо испукани гранити, до 40 % во слабо врзани песочници. Така, распаднатите силно испукани слоевити наслаги имаат многу голема порозност.

Порозноста на седиментните наслаги зависи пред сè од формата и распределбата на честичките кои ги градат, потоа од степенот на нивната сортираност (гранулација), од степенот на цементацијата и дијагенезата, односно од настанатите измени од времето поминато по дијагенезата, од изнесената растворена материја и од испуканоста на истите (сл. 56).

Порозноста на карпите може да биде примарна и секундарна. Примарната порозност настанува за време на формирањето на самите наслаги. Таа е особено изразена кај седиментните карпи, а пред сè во крупнозрнестите слабо врзани песоци и чакали. При цементацијата на седиментните наслаги во карпата остануваат поголеми или помали шуплини и пори со различни димензии и форми. Во тој случај имаме интергрануларна (меѓузрнеста) порозност.

Примарната порозност кај некои седиментни карпи варира, според Бринкман, во следните граници:

- песок и чакал	25-40 %
- порозен варовник	10-20 %
- цврсти варовници и песочници	1-5 %

Секундарната порозност е поврзана со дејството на инсолацијата или тектонските процеси кои условуваат кршење на карпите со појавување на пукнатини и други облици на шуплини, чии димензии се многу варијабилни, од неколку сантиметри до неколку метри во должина и раседни дислокации кои се протегаат со десетици километри.

Гранулометрискиот состав и степенот на порозноста на карпестите маси (односно на седиментните карпи) ја условуваат водопропусноста и карпите се поделени во три групи: 1. пропустливи или пермеабилни; 2. полупропустливи или полупермеабилни; 3. непропустливи или импермеабилни.

Пропустливите карпи се тие во кои пропустливоста е многу висока. Тоа се чакали и песоци, а понекогаш и силно испукани цврсти карпи чии пукнатински системи се поврзани.

Полупропустливите или слабопропустливите карпи се претставени со глиновити песоци, лес, лапорци, слабо шупликави варовници, песочници и др.

Во групата на непропустливи карпи се тие што не пропуштаат вода. Тоа се масивни и компактни карпи и глините.

Треба да се укаже дека водопропустливоста не е секогаш поврзана со порозноста на карпите. На пример, вулканската пемза која е со изразена порозност (шупликавост) има многу слабо изразена водопропустливост. Ова е условено од отсуството на поврзаност на шуплините во пемзата. Освен тоа, финозрнестиот материјал, аналоген на глините и глинестите шкрилци и покрај тоа што се карактеризира со висока порозност, има голема површина на зрната и обезбедува големо триење, што ги карактеризира како водонепропусни карпи. Финозрнеестата структура на глините и глинестите шкрилци на својата голема површина условува поголемо дејството на молекуларните сили, кои условуваат создавање на тенка скрама која се залепува така силно, што не дозволува водата да тече. Така, овие карпи и покрај порозноста претставуваат изолатори-водонепропусни карпи. Карпите што се порозни и водопропустливи се познати како **водоносни хоризонти**.

2. ФИЗИЧКИ ОСОБИНИ И ХЕМИСКИ СОСТАВ НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ

Водата во земјината кора е присутна во слободна и врзана состојба. Физички врзаната вода постои на површината на честичките на карпите и не учествува во составот на минералите. Таа е слабо или доста добро врзана за карпите. Водата, хемиски врзана, учествува во составот на минералите, во форма на конституциона или кристализациона форма. Во процесите на формирањето на минералите или нивното распаѓање тие ја присоединуваат слободната вода.

Конституционата вода е најтесно врзана со карпите. Водородот и кислородот во карпите не формираат самостојни молекули, не влегуваат во составот на молекулите на минералите. Овие минерали, со конституциона вода, настануваат во услови на зголемен притисок.

Кристализационата вода влегува во состав на карпите во форма на самостојни молекули, како на пример во гипсот $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и други, кога водата, без да се разруши материјата, може да се оддели. Како кристализациона вода се издвојува и зеолитската вода која може да се отстрани (издвои) од минералите при загревање на температура од 80-120 °C.

Хигроскопната (добро врзана) вода настанува во зона која не е напълно заситена. Таа при навлегување (понирање) во карпите се манифестира во форма на водена пареа која се апсорбира на површината на карпите. Водените молекули се задржуваат на површината на честичките од карпата во форма на тенок слој (скрама) со молекуларни и електрични сили на привлекување, без да можат да се движат како течност. Хигроскопната вода се одделува при загревање на

карпите до 105-110 °C, односно таа повторно поминува во гасовита состојба.

Циповидна (слабо врзана) вода настанува кога се зголемува количеството на водата врз површината на честиците на карпите и се формира релативно подебел слој на влага од неколку слоја на молекули на вода. Оваа вода (влага) аналогно на хигроскопната, се држи врз површината на честиците на карпите од гравитационите сили помеѓу молекулите. Под дејство на тие меѓусебни привлекувања, честиците се преместуваат од места каде водата (влагата) е послаба, кон места каде таа е поизразена. Според физичките особини, циповидната вода е поблиска до хигроскопната отколку до течната вода.

Капиларна вода. Оваа вода настанува под дејство на капиларните или површините на порите во карпите и површинскиот притисок на водата. Капиларната вода се движи по капиларните пори и неправилните шуплини во карпите кога тие се со мали размери. По тие празнини водата се издига, при што висината на издигањето е обратно пропорционална на пречникот на каналот и може да достигне до 2 m и повеќе. Капиларната вода е тесно поврзана со слободната (гравитациона) вода, односно над водоносниот хоризонт таа се издига по наведените празнини. Капиларната вода е присутна во почвите каде е зголемена влажноста. Доколку нивото на водоносниот хоризонт на подземните води се намалува, соодветно се намалува и нивото на капиларната вода.

Гравитациона (слободна) вода е таа која ги заполнува сите пукнатини и шуплини во земјната кора, во карпестите маси и нејзиното движење е поврзано со влијанието на гравитационата сила. Гравитационата вода во подземјето формира водоносни хоризонти или подземни потоци од различна дебелина и со различна брзина.

2.1. ТИПОВИ НА ПОДЗЕМНА ВОДА

Подземните води, според генезата, потхранувањето, хемискиот состав, температурата и друго, се класифицирани различно од различни автори. Врз база на залегањето, начинот на потхранување и нивното движење, подземните води се поделени на: почвени води, високи повремени води и меѓуслојни води.

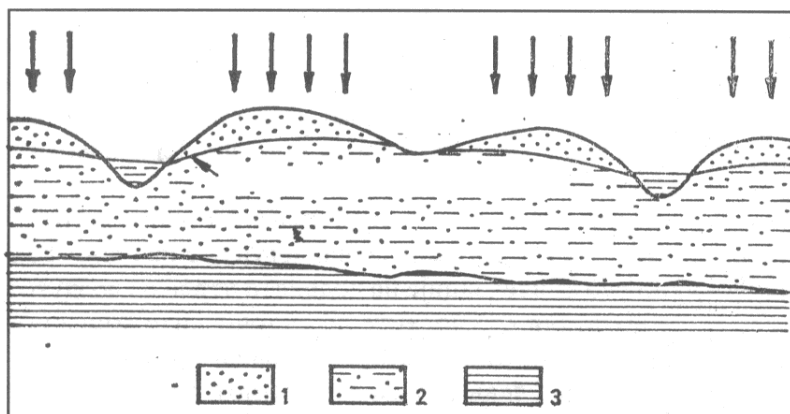
Почвените води се поврзани со површинските, најгорните почвени делови на Земјата. Тие настануваат со навлегување на атмосферските води (врнежи) или со кондензација на водената пареа од воздухот. Најчесто тие се поврзани со слоевите на водоносните хоризонти и се состојат од хигроскопна, слабоверзана циповидна и капиларна вода. Оваа почвена вода има главна улога за развојот (животот) на растителниот свет, односно плодноста на почвата. Во различни климатски услови и во разни геолошки формации, висината на слојот на почвени води има

различна вредност, од неколку сантиметри во песоците, до дециметри и метри во глиновитите и глиновито-песокливите наслаги.

Високи повремени води претставуваат потпочвени води во зоната на непотполно заситување со вода, во зоната на аерација (аерација-површински слој на земјината кора помеѓу атмосферата и подземната хидросфера во која порите и шуплините се наполнети повеќе со воздух отколку со вода). Ако под растреситиот, неврзан материјал се присутни водонепропусни слоеви, тогаш во влажните сезони привремено е присутна подземната вода, што е карактеристично за високите повремени води.

Подземната вода постојано е слободна како слој над водонепропустливите карпи. Таа ги пополнува празнините (порите) и пукнатините во земјата и нивното присуство е скоро постојано. Оваа подземна вода се добива од атмосферските врнежи (дожд и снег), од кондензација на водената пара, од водите на реките и езерата, морињата и понекогаш од артеските води. Затоа тие се широко застапени и често пати имаат измешан карактер.

Кај подземните води што не се покриени со водонепропусен слој, нивото е слободно (тоа е познато како огледало на подземните води) и осцилира во зависност од количеството на врнежи (или се зголемува или се намалува). Нивото на овие подземни води е во хоризонтална положба само во рамничарските терени (во затворени рамничарски котлини). Обично огледалото на подземните води е наклонето во правец на нивното движење. Водоносниот хоризонт во длабочина се сменува со водонепропустлив хоризонт на карпи, кои претставуваат негова подина. Непосредно над водоносниот хоризонт се наоѓа зоната на капиларното издигање на водата што се наоѓа во подината на аерацијата (сл. 57).

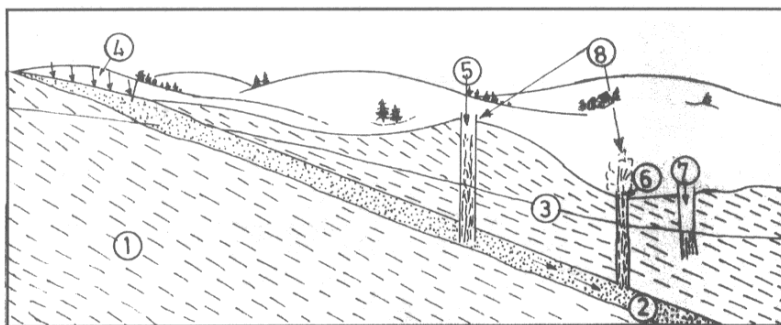


Сл. 57 Положба на нивото на подземните води во зависност од релјефот:
1. песоци, 2. водоносни песоци, 3. глини.

Огледалото на подземните води (водоносни хоризонти) е приближно на површината на релјефот, бидејќи водата се движи од повисоките кон пониските делови на релјефот (кон потоците, реките и долчињата) каде подземната вода се дренира (како издан) во извори. Подрачјата на истечување (растеретување) на подземните води се викаат области на дренажа (дренирање). Подземните води течат (се движат) многу полека, од 0.1 до 1 m/ден, т.е. околу 100 илјади пати побавно од водата во реките (каде средната брзина на течење на водата достига 3-4 km/h, односно 100 km/ден). Бидејќи движењето на подземните води е многу бавно, за да се определи брзината на течењето на подземните водотеци се неопходни специјални истражувања со изотопи или со боење со флуоресцин и др. Брзината се дефинира од времето на боење (во бунар или понор) па до изворот каде таа се дренира, кој може да трае долго време. Во Скопско, со понирање на Патишка река во нејзиниот изворски дел, до изворот во реката Треска (растојание од околу 35 km и пад од 1 800 на 300 m), течењето изнесува околу еден месец). Брзината на движењето на подземните води зависи од водопропустливоста на карпите и од хидрауличниот наклон на водената површина.

Режимот на подземните води, нивното ниво, квантитет и квалитет се менуваат во зависност од различните климатски и сезонски услови. Тие се поврзани со хидрометеоролошките, услови кои имаат главна улога врз водениот режим на површината на Земјата и во атмосферата.

Меѓуслојни води. Во горните делови на земјината кора се присутни водонепропустни и водопропусни слоеви. Ако водопропустливиот слој се наоѓа помеѓу два водонепропустни слоја, тогаш тој е водоносен слој. Во зависност од хидродинамичките услови, меѓуслојните води можат да бидат безнапорни и напорни (артески) (сл. 58).

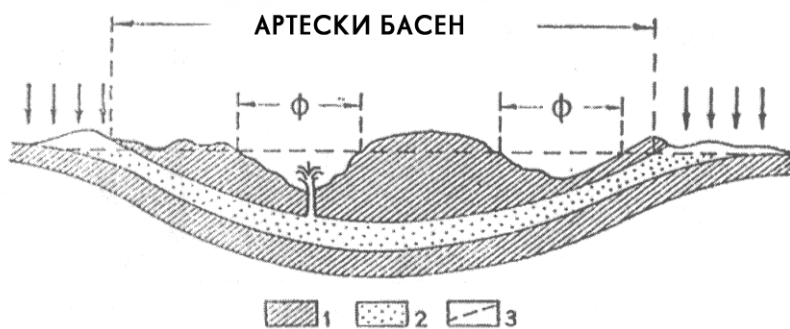


Сл. 58 Шема на формирање на подземни безнапорни и напорни (артески) води. 1. глиновити седименти; 2. водопропусен песклив слој; 3. огледало на подземните води; 4. област на хранење; 5. водата во дупнатините е под притисок; 6. дупнатина каде водата е под притисок; 7. бунар или дупнатина на пиезометриско ниво на подземните води; 8. артески дупнатина.

Безнапорните меѓуслојни води по своите карактеристики се слични на слободните подземни води, бидејќи нивното движење е слободно, гравитациско. Во тој случај, водоносниот слој се наоѓа помеѓу два непропустливи наклонети слоја и водоносниот хоризонт не е во целина исполнет со вода. Таков тип на вода е присутен во терените што се карактеризираат со расчленет релјеф, со наклонети падови на слоевите каде ерозивниот базис е доста длабоко врежан. Во дадениот случај, за разлика од подземните води, полнењето се врши само преку површинските делови на водоносниот (водопропустливиот) слој. Растеретувањето (дренажата) на овие води се врши преку извори.

Артеските води се наречени по провинцијата Артис во Франција (архаично име Артезија) каде во XII век бил ископан прв артески бунар во Европа. Користењето на артеската вода им било познато уште на старите Египјани од пред 2 000 години п.н.е. кога се правеле бунари за добивање артеска вода.

Положбата на артеските води е најчесто поврзана со синклинални структури или во моноклинали (сл. 58 и 59), кога еден или неколку водоносни слоја (хоризонти) се наоѓаат помеѓу непропустливи слоеви. Во секој басен на артески води се издвојуваат подрачја на потхранување на подземните води, од каде тие се акумулираат и кои се наоѓаат релативно далеку од централните делови на басенот, односно од подрачјата каде се врши растеретување на подземните води, каде притисокот е најголем, односно каде истечуваат подземните води како артески. Висината на притисокот на артеските води се мери со висината на издигање на водата низ дупнатината или бунарот. Висината на издигање на подземните води под напор се вика **пиезометриско ниво** (сл. 59).



Сл. 59 Артески басен

Движењето на подземните води во артеските води е соодветно на движењето на течностите во споени садови. Ако пиезометриското ниво во дадената точка е над површината на Земјата, тогаш водата слободно се излива од дупнатината што е навлезена во водоносниот хоризонт.

Ако водата на површината избива слободно или под притисок, тогаш притисокот на водата е позитивен и обратно, ако водата не избива на површината, тогаш притисокот е негативен.

Хемискиот состав на водите во артеските басени е многу различен во зависност од составот на карпите на водоносниот (водо-пропустливиот) хоризонт низ кој циркулираат водите и од длабината. Колку водоносниот е слој подлабок, хемизмот на составот на водата се менува. Во поплитките делови доминира HCO_3 , потоа SO_4^{-2} , додека при максимална минерализација се зголемува содржината на хлорот. Минерализацијата во различни артески басени е многу варијабилна и е од десетици делови на g/l до 275 g/l и повеќе. Во поголемите длабочини се очекува присуство на тешка вода.

2.2. ИЗВОРИ

Изворите претставуваат природни издани на подземните води на површината на Земјата. Тие се наоѓаат во пониските делови на релјефот, во долините на реките и потоците, бреговите на езерата и морињата, односно на контактните делови на водопрпусните (водоносните) и водонепропустливите слоеви. Во зависност од карактерот на потхранување и начинот на појавување на изворите (изданите), тие се делат на гравитациски и артески. Гравитациските извори се помногубројни од артеските. Тие обично се наоѓаат во ниските делови на релјефот, во котлините, долините и поројниците, додека артеските извори се поврзани со тектонски раседни дислокации во кои водата под притисок избива низ пукнатините.

Според температурата, водата во изворите се дели на: обична - кога температурата е блиска кон средната годишна температура на даденото подрачје; ладна - кога температурата е пониска од средно-годишната на даденото подрачје и е поврзана со ридските и планинските терени; топла и жешка - кога температурата е значително повисока од просечната годишна температура која претежно е поврзана со појавата на младиот вулканизам и современите раседи. Минерализираните води според хемизмот се делат на: сулфатни, карбонатни, алкални, радиоактивни и др.

2.3. ХЕМИСКИ СОСТАВ НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ

Подземните води во контакт и во меѓусебно дејство со карпите, минералите и органската материја од која е составен површинскиот дел на Земјата, секогаш се збогатуваат со различни хемиски и органски состојки. Главен снабдувач на подземните води се метеорските води, кои се филтрираат во внатрешноста на Земјата (во земјината кора). Тие во

меѓусебно дејство со почвата се збогатуваат со јони од Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} и NH_4 .

Интензивна хемиска активност е поврзана со почвите кои се растресити и почвите кои се богати со органски материи (блата и др.).

Големо влијание врз хемискиот состав на подземните води имаат микроорганизмите кои ги разрушуваат карпестите маси и често пати, во нив, го менуваат составот на гасовите. Во големите градови и индустриските центри големо влијание на составот на подземните води има и активноста на луѓето и индустријата, за чија чистота се потребни посебни еколошки мерки.

Врз хемискиот состав на подземните води има влијание и климата. Во северните делови доминираат слабо минерализирани води кои се збогатени со органска материја. Кон југ, постепено се зголемува тврдината на водата, а потоа и соленоста.

Од хемиските соединенија, најраспространети во природната вода се гасовите (O_2 , CO_2 , H_2 , CH_4 , N , H_2S), а исто така и јони (Cl^- , SO_4^{2-} , NCO_3^{3-} , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , H^+ , Fe^{2+}). Присуството на овие гасови и јони во водата и нивните меѓусебни реакции го дефинира квалитетот на водата како алкална, тврда и солена.

Водата што е на површината на Земјата, односно површинските делови, е доволно збогатена со кислород, додека во подлабоките делови кислородот се троши на оксидација на неорганската и органската материја и на биолошките процеси, така што таму кислородот речиси отсуствува. Јаглеродната киселина доаѓа во подземните води од воздухот, од почвите, од органската материја што се распаѓа и од магматските огништа. Присуството на јаглеродна киселина во подземните води има голема улога во растворањето на карпите, особено на карбонатните карпи. Зголмениот дел од присуството на јаглеродна киселина што ги раствора карбонатите е позната како агресивна. Таа го разрушува бетонот, цементот и металите. Водите што содржат во себе раствор од јаглеродна киселина, од калциум и магнезиум се познати како **цврсти води**, кои не се погодни за користење во индустријата.

Во водата секогаш се присутни водородни и хидроксидни (OH) јони. Доколку тие се застапени во еднакви количества, водата е неутрална. Ако во водата се зголемат киселините, се зголемува количеството на водородните јони и тогаш водата станува кисела. Ако се внесат алкалии се намалува количеството на водородните јони и водата станува алкална. Во подлабоките делови во подземните води е распространет хлорот. Тој се инфилтрира во подземните води ако во површинските слоеви има солени наслаги кои содржат NaCl . Сулфатните води се поврзани со подрачјата каде доаѓа до оксидација на пирит и други сулфиди и сулфати. Сулфатните води широко се застапени во пустинските води. Јоните HCO_3^{3-} и CO_2^{2-} настануваат претежно со растворање на карбонатните карпи со присуството на

јаглеродна киселина во водата и обично се распространети во горните слоеви на земјината кора, додека во длабочина тие слабо се манифестираат.

Бидејќи водите се минерализирани до различен степен, а со тоа е различен и хемискиот состав на подземните води, може да се каже дека не постои нивна единствена класификација. Различните класификации на подземните води се вршени според различни параметри и тоа: според степенот на минерализација, според тврдоста, според присуството на одделни ањони/катјони врз база на присуство на одделни гасови во водата, потоа врз база на радиоактивноста, температурата и други карактеристики.

Според степенот на минерализација водите обично се поделени во три групи: слатки (пресни) води, слабо солени и солени. Од разни автори истите се делат на бројни подгрупи, како на пример слатките води се делат на меки, многу меки и тврди води итн. Меките и тврдите води имаат присуство на калиум. Според температурата, водите се делат на многу ладни (0-4 °C), ладни (4-20 °C), топли (до 50 °C), многу топли (50-100 °C) и прегреани (гејзери, над 100 °C). Според концентрацијата на водородни јони (pH), водите се делат на: кисели (pH = 1-6), неутрални (pH = 7) и алкални води (pH > 7).

3. ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ

Геолошката активност на подземните води е постојана и е поврзана со процесите на разрушување на карпите, било механички или хемиски или со комбинирano дејство. Како најзначајни процеси на разрушување на карпите од дејството на подземните води се:

1. Растворање, кое се манифестира со дејството на подземните води врз карпите, така што процесите на хидролиза и хидратација се широко распространети. Процесите на растворање се поврзани пред сè со температурата на средината во која се врши растворањето, потоа со хидростатичкиот притисок, со присуството на гасови, како и со присуството на разни соли во подземната вода.

2. Излужување претставува процес на хемиско распаѓање на карпите, кога еден дел од карпата се разложува и преминува во растворот на подземната вода, додека еден дел останува нерастворен (црвеница - во карстните области).

3. Волуменска апсорпција, претставува процес кој е поврзан со распаѓањето на карпите по пат на смена на едни катјони од подземната вода, кои ги заменуваат другите катјони во карпите.

4. Микробиолошко разложување (распаѓање) што е поврзано со дејството на микроорганизмите во подземните води врз разложување на

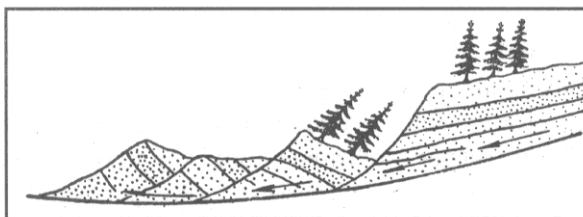
карпите, при што најчесто се јавуваат процесите на оксидација и редукција во некои соли.

5. Комбинирани процеси, тоа се најчести процеси од некои или сите претходно наведени процеси кои заеднички делуваат на процесите на разрушување и распаѓање на карпите, при што се формираат различни соединенија.

Наведената геолошка дејност на подземните води пред сè се манифестира во хемиската меѓусебна активност помеѓу водата и карпите, во растворањето, хидратацијата и хидролизата, потоа во карбонатизацијата, оксидацијата и излачување на материјал од карпите, потоа негово транспортирање и преталожување. Процесите на излачување, транспортирање и преталожување на материјалот со подземните води, најизразено се манифестира при формирањето на карстот и суфозијата.

Суфозија (лат. *suffosio*-поткопување) е процес на изнесување на растворената материја и ситните минерални честички од карпите со подземните води. Овие процеси особено се манифестираат во лесовидни почви, каде како резултат на процесите на суфозија, се набљудуваат слегнувања во форма на инки и чинии. Со нив се поврзуваат и локални манифестации на свлечишта кои особено се карактеристични за стрмни падини. Познати се и карстно-суфозни појави кои се манифестираат во песочници и конгломерати во кои цементот е карбонатен.

Свлечиште претставува преместување на маса од наслаги по падините под дејство на гравитационите сили. Доколку на падината се наоѓа слој од делувијални наслаги, тие се во стабилна состојба сè додека триењето со подинските карпи е урамнотежено. Кога таа рамнотежа ќе се наруши, доаѓа до формирање на свлечишта. Шематски, структура на свлечиште е претставена на сл. 60, од која се гледаат три основни елементи: рамнина на лизгање, отсек на свлечиштето и траса на свлечиштето.



Сл. 60 Шема на свлечиште

При проучувањето на свлечиштата треба да се анализира положбата и формата на површината на лизгањето, границите и размерот на појавата на свлечиштето, за да се оцени големината на масата што е лизната. Обично, лизгањето настанува по површина на

глинест слој, а особено оваа појава е изразена при наизменично сменување на водонепропустливи глиновити и водопрпустливи и водоносни слоеви кои имаат определен агол.

Дејството на подземните води при формирање на свлечишта го има следното значење:

1. Свлечиштата настануваат обично по силни дождови, кога наслaгите на падините се заситуваат со вода, се зголемува нивната тежина, а со тоа се намалуваат физичко-механичките особини. Ова е основен фактор кој ја нарушува рамнотежата што предизвикува формирање на свлечиште;

2. Друг основен фактор е навлагнување на површината на лизгање од површинските води, односно намалување на силата на триењето подолж дадената површина;

3. Водата која ги заситува делувијалните наслаги ја намалува кохезионата сила помеѓу честиците од делувијумот и доведува до нивно лизгање;

4. Движењето на наслaгите надолу по падините се олеснува и со хидродинамичкиот притисок на подземните води, кои обично се движат во правец на движењето на свлечиштето.

Заштита од свлечиштата, кои во некои случаи можат да имаат тешки последици, се врши со пошумување на падините, потоа растеретување на масата на свлечиштето, со правење на потпорни сидови и други методи. Во случај на појава на свлечишта во кои се вклучени поголеми маси, се вршат специјални истражувања кои се состојат претежно во изведување на дренажни системи со кои се менува хранењето на подземните води и се врши нивна дренажа.

3.1. КАРСТ

Терминот **карст** претставува комплексен геолошки поим за терените што се карактеризираат со специфични хидрогеолошки, геоморфолошки и хидролошки карактеристики (Миловановиќ). Тоа се терени кои се изградени од растворливи карпи: варовници, доломити, гипс, халит и др. Како последица на растворливоста на овие карпи, во релјефот се формираат специфични форми, како што се: кари (шкрапи), вртачи, карстни полиња, шахти (бунари), понори, каверни, еставели, подземни извори, врела, реки понорници, суви речни долини, потоа оголени карстни ридови, карстни зарамнини и други слични форми.

Според И.В. Попов, карстот претставува збир на геолошки појави во земјината кора, кои на нејзината површина се настанати по пат на хемиско растворање на карпите и кои условуваат формирање на шуплини во земјината кора, рушење и промена на структурата и

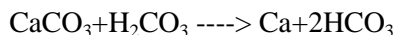
составот на карпите, а што влијае врз циркулацијата и режимот на подземните води.

Терминот карст произлегува од географскиот поим за подрачјето помеѓу Истра и Љубљана (Хрватска и Словенија на граница со Италија), каде уште пред 700 години кај народот се употребувал словенечкиот термин **крас** и италијанскиот **Carso**.

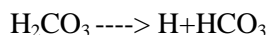
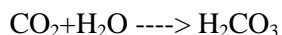
Растворливост на карбонатните карпи. Карстниот процес е поврзан со растворањето на карбонатните карпи, од кои најзастапени се варовниците и доломитите и нивните меѓусебни вариетети. Додека процесите на карстификација се најизразени во варовниците, во доломитите таа зависи од повеќе фактори, пред сè од нивната дебелина и положбата во структурите.

Варовниците, кои се најзастапени карбонатни карпи, составени се главно од калцит. Но, многу ретко варовниците се од чист калциум карбонат, бидејќи секогаш содржат одреден процент глина, органска материја, магнезиум, силициум, песок и разни други состојки. Колку се почисти варовниците, процесите на карстификација се поизразени.

Главната причина за растворањето на калциум карбонатот во водата е дејството на јаглородната киселина:



Реакцијата е повратна (реверзибилна) и растворливоста на варовникот зависи од концентрацијата на H_2CO_3 , која пак зависи од концентрацијата на јаглородниот диоксид (CO_2) во водата. Јаглородниот диоксид реагира со водата преминувајќи во јаглородна киселина, во многу ограничена мерка, од 0,5-1 % од вкупното количество на CO_2 .



Содржината на слободната јаглородна киселина во водата зависи од парцијалниот притисок и тој дел од неа, кој дејствува растворувачки на карбонатите, се вика агресивна јаглородна киселина. Останатиот дел на јаглородната киселина се вика рамнотежен, бидејќи е во рамнотежа со полуврзаната јаглородна киселина, т.е. со другиот јон на HCO_3 во растворениот бикарбонат. Збогатувањето на водата со CO_2 се врши непосредно над површината на Земјата и во нејзината почва. CO_2 настанува претежно на сметка на оксидација со содејство на микроорганизмите.

Геоморфолошки облици во карстот. Како последица на карстификацијата, морфологијата на релјефот во карстните терени е многу поразлична отколку во терените што не се зафатени со карстни процеси. Така, терените што се изградени од варовници морфолошки се разликуваат и од терените што се изградени од доломити. Кај

варовниците слоевитиста е многу појасно изразена и во микро и макроформите се истакнуваат со остри црти. Стрмните падини се обично оголени, а распаднатиот материјал е присутен само во сипари, додека ситната фракција скоро отсуствува. Површините се избраздени со карите (шкрапите) со изразити остри форми. Кањоните во речните долини имаат многу стрмни форми.

Во доломитите доминираат заоблени форми и долините се карактеризираат со благи падини. Во повеќе случаи преку доломитите се развива грус кој ја маскира слоевитоста и во релјефот не се присутни остри форми.

Како најзначајни морфолошки облици кои се карактеристични само за карстните терени се веќе споменатите: кари (шкрапи), вртачи, суви долини, шахти (бунари), пештери, карстни полиња и карстни зарамнини.

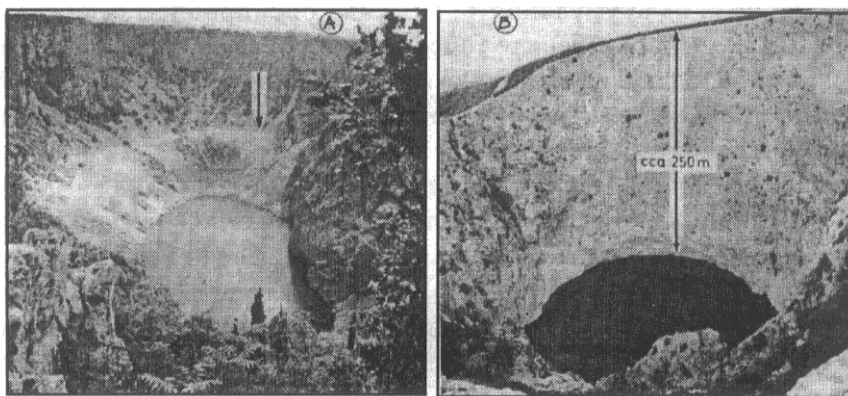
Кари (шкрапи) се форми на карстификација кои се манифестираат во површинските делови на варовниците, додека во доломитите не се изразени. Како резултат на хемиското дејство на дождовните води во површинските делови на варовниците се формираат бразди или се врежани подолж пукнатини кои можат да имаат мрежест карактер. Овие бразди можат да проникнуваат во варовниците од неколку см до 2-4 метри, а ширината може да варира до десетици см. Карите (шкрапите) може да имаат заоблени или многу остри форми, што е карактеристично за т.н. гол карст во Далмација, каде терените се тотално оголени и се тешко проодни. Карите (шкрапите) се карстни појави кои се манифестираат како современ карстен процес на терените изградени од варовнички маси.

Вртачи (долчиња, корита) претставуваат многу чести карстни морфолошки облици. Тие настануваат пред сè како резултат на хемиското дејство на водата врз варовниците. Вртачите често пати се поврзани со разломни зони, а посебно се изразени во местата на пресечување на раседи. Подолж разломните зони тие се манифестираат во низови. Тие можат да имаат многу различни форми и тоа: облик на чинии, инка, форма на окно (или издолжена форма, долче или корито). Длабочината на овие карстни форми е варијабилна, од неколку метри, па до стотина метри.

Бројот на вртачите зависи од еднородноста на геолошката градба и наклонот на теренот. Доколку теренот е порамен, бројот на вртачите е поголем, што е карактеристично за подрачјето на Истра и Далмација. Пречникот на вртачите има кружна или елиптична форма и варира од неколку десетина метри до неколку стотини, а длабочината може да достигне и до неколку стотици метри. Пример на вакви длабоки вртачи кои претставуваат езера се Модро Езеро и Црвено Езеро покрај Имотски (Далмација, Хрватска). Горната кота на Модро Езеро е

522.9 m, а најниската точка е на +4.1 m, а радиусот изнесува 400 m (сл. 61).

Во вртачите и карстните долини дното често пати е покриено со црвеница (terra rosa) која е настаната со изветрување на варовниците и изнесување на карбонатната супстанца, додека глинестиот материјал се таложи по дното на вртачите и долчињата.



Сл. 61. Црно и Модро Езеро покрај Имотски (Далмација)
Длабоки карстни вртачи-езера.

Карстните суви долчиња (долини) немаат ниту повремени ниту постојани токови. Тие генетски се непосредно поврзани за процесите на еволуцијата на карстот. Водата навлегувајќи во подземјето, изградено од карбонатни карпи, низ пукнатините и шуплините со растворање на варовничките маси и со активноста на подземните токови и во текот на времето формира долини, од кои со издигањето на теренот односно со продлабочување на базисот на карстификацијата, се формира сува речна долина. Во зарамнети површини тие имаат форма на корита. Со продлабочување на базисот на карстификацијата, повремениот површински води можат да ги поплавуваат. На територијата на Македонија како сува долина е долината на реката Сушица, а типичен пример на понор е Патишка Река, која тече во северен правец по источниот раб на Караџица.

Карстни окна (јами) и бунари. Овие форми на карст претставуваат вертикални и субвертикални канали, чија длабочина достигнува од неколку десетици до неколку стотици метри. Нивните отвори на површината се многу тесни (од десетина cm^2 до неколку m^2).

Пештерите претставуваат слабо наклонети карстни канали кои со површината на Земјата се поврзани со еден или неколку отвори. Пештерите, како и останатите карстни канали и каверни се предиспонирани со раседи или пукнатински системи што ги сечат карбонатните

подрачја. Некои пештери и денес се активни водотеци на подземни води, како што е Постојна во Словенија, која има пештерски систем долг 16 760 m. Водата во пештерите врши многу сложена механичка и хемиска работа. Таа ги растворува варовниците, ја изнесува карбонатната материја и ја преталожува на други места и прави различни подземни фигури. Во горните делови на пештерите (во таванот) од растворениот карбонат се формираат **сталактити**, кои висат (како мразулци), а во долните делови на местата каде паѓаат капките заситени со карбонатен раствор се формираат **сталагмити**, кои растат нагоре. Во случај на соединување на сталактити со сталагмити се формираат **сталагнати** (пештерски столбови) (сл. 62).



Сл. 62 Пештерски облици на карстната ерозија (сталактити и сталагмити)

Карстните пештери и нивните подземни форми имаат посебно значење при изградба на акумулации во терени изградени од варовници, каде со овие форми може да биде поврзано значително понижување и губење на вода од акумулациите. Посебно, овој проблем се поставува за терени каде карстните делови се интеркалирани со водонепропустни хоризонти кои на површината се маскирани (Бистра, Стогово, Галичица и др.).

Карстни полиња. Овој термин е усвоен како меѓународен стручен термин. И покрај тоа што тие претставуваат еден од најмаркантните карактеристики на карстот, полињата не се генетски поврзани за карстните процеси. Повеќе од карстните полиња се тектонски предиспонирани, а се формираат на крајот на дејството на егзогените процеси.

На територијата на Република Македонија карстни полиња, како реликти, се сочувани на терените на Јакупица-Караџица (Солунско Поле, Боро Поле, Горно Бегово и др.) кои сега се издигнати на височина од 1 800 до 2 000 m. Истите во почетокот на неоген биле плавени од езерските води во времето кога се таложеле лапоровити (миоценски) наслаги, така што морфолошки тие се реликти од карстни полиња од предмиоцен-долен миоцен.

Карстните зарамнини претставуваат широки зарамнети површини кои се развиени преку терените изградени претежно од варовнички маси, додека растреситиот материјал е многу слабо застапен. Нивното обликување е поврзано како со процесите на карстификација, така и со абразијата која ги условила нивните крајни форми.

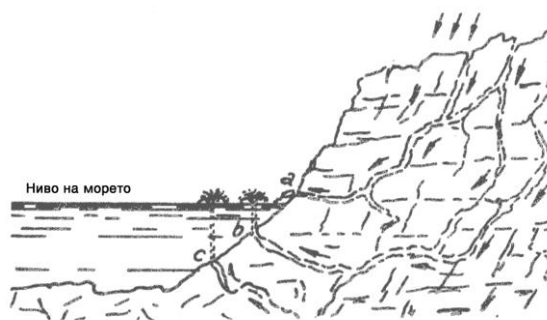
Карстни хидро-појави, карстни извори (врела). Карстните извори обично се наоѓаат по границите на карбонатните комплекси, односно се поврзани со базисот на ерозијата или со контактите помеѓу непропустливите, некарбонатни и карбонатните комплекси. Тие можат да бидат постојани и привремени извори, зависно од хидролошките услови на дадениот терен и од степенот на карстификација. Во Македонија, карбонатниот комплекс на Јакупица (со дебелина околу 3 000 m) е богат со карстни извори по долината на реката Треска кај селото Горна Белица, јужно од Матка, со дебит од неколку m^3/s , потоа изворот на Бабуна, Стогово - изворот на Треска, изворот на Рашче покрај Скопје и др. Најголем извор, поврзан со карстот, е изворот на Дубровачка Река (Омбла) со максимален капацитет од $150 m^3$, додека минимумот паѓа на $4 m^3/s$.

Понорите се еден од симболите на карстот. За нивното настанување пресудна улога имаат пукнатинските системи, потоа раседите и раседните зони, хемиското и механичкото дејство на водата. Тие се најизразени во маргиналните делови на карстните полиња и подолж речните долини. Како резултат на понирањето на водата, во зависност од хидролошката состојба (врнежлив или сув период), понорот е со постојан или привремен водоток. Понирајќи низ карбонатниот карстен комплекс водата излегува на површината како извор (врело) во најниските точки на базисот на ерозијата.

На територијата на Македонија понорница претставува Патишка Река, чие корито во карбонатниот комплекс преку летото е суво. Таа понира во својот горен тек.

Еставелите се појави со двострана хидролошка функција. Името го добиле по “Еставели” од Француските Јури. Од положбата на подземните води и хидролошките услови на површината тие во еден период работат како повремени врела (извори), а потоа како понори. Морфолошки се манифестираат како сите познати карстни форми карактеристични за врелата и понорите и претставуваат дел од карстниот дренажен систем.

Врули се извори кои се наоѓаат под нивото на морето. На површината на морето се манифестираат во форма на кружна површина каде водата јасно се разликува од морската вода. Овие подморски извори се настанати како врела, во континенталната фаза кога нивото на морето, односно ерозивниот базис бил многу понизок од современиот. Изворите функционираат како споени садови (сл. 63).



Сл. 63 Понирањето на атмосферската вода низ пукнатини и канали во варовникот условува создавање на врела (а) и вруљи (b и c).

1. ГЕОЛОШКА ДЕЈНОСТ НА ЕЗЕРАТА И БЛАТАТА

Општи карактеристики. Езерата претставуваат потонати форми во релјефот, затворени од сите страни и наполнети со вода. Со проблемите на генезата на езерата, со физичко-хемиските и фаунистичките карактеристики (флората и фауната) се бави специјален дел од хидрологијата на езерата, позната како **лимнологија**. Од геолошки аспект, посебен интерес претставува историјата на настанувањето и историјата на развојот на езерата, условите на настанувањето на различни наслаги од хемиски, органски и механички тип. Со езерата се поврзуваат наслагите од камена сол, содата и друи минерални соли, некои наоѓалишта на железни и манганосни руди, потоа златоносни и други расипни наоѓалишта, наслаги на дијатомејска земја, јагленосни наоѓалишта и др.

Современите езера заземаат површина околу 2.7 милиони km² (1.8 % од целата површина на континентите). Тие се присутни во сите географски широчини (зони), но најраспространети се во областите на квартерните леднички зони и терените кои се релативно зарамнети, како на пример Канада и северните делови на САД. Езерата се наоѓаат на многу различни височини. Така, езерото Хорпатсо во Тибет се наоѓа на височина од околу 5 400 m, додека Мртвото Море во Палестина е на 392 m под нивото на морето. Површината на одделни езера варира од неколку хектари па до неколку стотици илјади квадратни километри. Во табела IX се наведени податоци за површината, длабочината и хипсометриското ниво на некои познати езера во различни делови на светот, во кои се вклучени Каспиското и Аралското, кои претставуваат мориња, бидејќи по некои карактеристики се блиски до морињата.

Табела IX. Некои од големите езера во светот

Име на езерото	Површина во илјади km ²	Надморска височина (m)	Најголема длабочина во m
Касписко (Европа-Азија)	94-95	-280	980
Горно Езеро (Сев. Америка)	82.4	183	393
Викторија (Африка)	69.4	1 136	80
Аралско море (Русија, Азија)	66.5	53	68
Мичиген (Сев. Америка)	58.0	177	263
Тангањика (Африка)	32.9	773	1 435
Бајкал (Русија-Азија)	31.5	453	1 741
Њаса (Африка)	26.5-30.8	472	706
Ери (Сев. Америка)	25.7	174	62
Онтарио (Сев. Америка)	19.5	75	237
Ладожко езеро (Европа)	18.4	4	225
Исик-Кул (Средна Азија)	6.2	1 609	702
Севан (Ерменија-Европа)	1.4	1 914	93
Женевско (Европа)	0.6	376	309
Охридско (Европа-Македонија)	0.27	695	285

2. НАСТАНУВАЊЕ НА ЕЗЕРАТА

Според начинот на настанување на езерата, тие можат да бидат природни и вештачки. Природните езера од своја страна се делат на следните типови:

Тектонските езера се езера поврзани со грабени. Како класичен пример е Бајкалското Езеро, Езерото Викторија во Африка и многу други поврзани со формирањето на грабенски структури. На територијата на Македонија типичен пример на тектонско езеро е Охридското.

Вулканските езера се поврзани со кратерите на вулканите, а исто така и со длабнатините на вулканските полиња и туфовите. Вакви езера поврзани со вулкански кратери се познати во Италија, Швабскиот Алб, Афјел и друга локалности, на Курилските Острови и Камчатка.

Ледничките езера се среќаваат насекаде каде постоеле ледници. Настанале со топење на ледот над морените кои претставуваат природни брани на тие езера. Во ледничкиот тип на езера спаѓаат околу 50 000 езера во северните делови на Европа, Америка и во Алпите.

Речните езера настануваат со разрушување на бреговите и акумулирање на материјалот во самиот тек, потоа со таложење на бигор како преграда на речното корито, како на пример Плитвичките Езера. Разрушувањето на падините во речните корита може да се врши со формирање на крупни свлечишта, од причини кои може да бидат различни, меѓу кои се земјотресите.

Карстните езера се поврзани со дејноста на подземните води во карстот, со формирањето на карстните провалии, вртачи и друго кои се пополнуваат со вода.

Еолските езера настануваат со дејството на еолската ерозија со подигање на растреситиот песоков материјал, при што се откриваат подземните води, додека на други места се формираат дуни.

Водноерозивните и водноаккумулативните езера настануваат во речните долини со промена на речното корито (меандри и мртваци) и во подрачјата на делтите каде со приливот (плимата) се формираат природни прегради и заезерување.

Вештачките езера се водени акумулации, кои се настанати со изградба на брани во речните корита. Речните долини се претвораат во акумулации, односно вештачки езера чија вода се користи за индустриски намени, за мелиорација и обезбедување со вода за пиење.

Според истекот на водата езерата се делат на проточни и непроточни.

Проточните езера претставуваат басени во кои од една страна се влева вода од соседните терени, а од друга страна истекува по некој речен ток. Такво е Охридското Езеро, кое се храни од карстните извори

(Биљанините извори и изворот на Бел Дрим, а истекува со реката Црн Дрим кај Струга).

Непроточните езера претставуваат базени во кои доток на вода се врши од околните терени, додека истекување не се врши. Такво е Каспиското Море кое се храни со водите на реката Волга, додека од него водата не истекува во ниеден правец.

Според минерализацијата, езерата можат да се поделат на солени и слатководни.

Во слатководните езера минералните состојки во водата учествуваат до 0.10 g/l, додека во солените езера содржината на состојките варира, што условува истите да бидат поделени на слабо солени, со содржина од 0.10 до 0.35 g/l и солени, со содржина над 0.35 g/l. Сите езера што се без истекување, затворени од сите страни, претставуваат колектор на сите води што доаѓаат од околните терени и со себе носат продукти на растворена материја од разни соли кои се настанати со хемиското изветрување. Како резултат на испарувањето на водата од езерата, концентрацијата на соли се зголемува. Особено се зголемува концентрацијата на солите во водата на езерата ако во околните терени карпите што се изветруваат и измиваат се богати со разни соли.

3. ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА ЕЗЕРАТА

Геолошката активност на езерата се состои од разрушувачки и акумулативни процеси. Постојаните струења на водата под влијание на плимата и осеката, потоа влијанието на речните токови кои се влеват во езерата, ги разрушуваат карпестите брегови и ги менуваат нивните облици и положба. Ваквата дејност е особено изразена во вештачките акумулации каде, со експлоатацијата, нивото на водата осцилира и разрушувачкиот карактер се манифестира поинтензивно во содејството со останатите фактори на изветрување и ерозија.

Со разрушување на карпите по бреговите на езерата истите се дробат и се транспортират во вид на блокови, облудици, чакал, песок и најситни честички, кои со брановите на езерската вода се пренесуваат на разни растојанија и потоа се таложат на дното на езерата. Бидејќи овие процеси се аналогни со дејноста на морските води, тие детално ќе бидат изложени подоцна.

Седиментните наслаги може да бидат поделени на наслаги на солени езера и наслаги на слатководни езера. Седиментите на солените езера се карактеристични за аридните климатски услови, каде атмосферските води во вид на дожд се многу ретки, а испарувањето е големо, што доведува до зголемување на концентрацијата на солите. Обратно, во случај на доток на поголеми количества на свежа вода, соленоста се намалува.

Според составот на солените раствори, езерата се делат на карбонатни, нитратни, сулфатни и хлоридни. Карбонатниот тип се карактеризира со присуство во растворените соли на NaCl , Na_2SO_4 , NaHCO_3 , Na_2CO_3 . При поинтензивно испарување за време на летните месеци може да се таложи камена сол (халит), мирабалит, тенардит, а зиме сода и мирабалит. Сулфатниот тип се карактеризира со присуство во растворените соли на NaCl , NaSO_4 , MgCl_2 , MgSO_4 , CaSO_4 . При испарувањето на растворите во летните месеци во езерата може да кристализира гипс, камена сол, мирабалит, тенардит, карналит и други соли, а во зимскиот период мирабалит и хидрохалит. Хлоридниот тип се карактеризира со присуство во растворот на водата на NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 , CaSO_4 . При нивното испарување за време на летото можат да се таложат гипс, камена сол и други соли, а преку зима хидрохалит.

Во езерата со солена вода најчесто се таложат соли од типот NaCl , поретко соли на сулфиди и карбонати. Најбогати соли езера во светот се: Мртво езеро (море) со 20 % сол, Големо солено езеро (САД) со 20 %, Баскунчак (поранешен СССР, во Азија) со 25 %, Елтон (во областа на Каспиското море) со 27 % и Кизгунгад на Арарат со 37 %.

Седиментите на слатководните езера се многу разновидни, што е условено од факторите кои делуваат во нивното настанување. Тие се условени од климатските услови, големината на езерата, од геолошката градба и релјефот на околните терени на езерото. Во градбата на дното на езерата се издвојува крајбрежна зона-литорал, преодна зона-сублиторал и длабинска зона-профундал. Во крајбрежните делови на езерата обично се таложат покрупнозрнести седименти: чакал и песок, а со оддалечување од брегот се таложат поситнозрнести наслаги, пред сè глинести седименти. Често пати во езерата се таложат и минерални сировини од различен тип, донесени со водените речни текови кои се влеваат во нив. Најчести се концентрациите на железни и манганосни руди, потоа боксити, а поретко други минерални сировини. Во слатководните езера често пати се акумулираат дијатомејски наслаги, познати како дијатомејска земја.

Меѓу езерските седименти во умерените климатски појаси се издвојуваат сапропелски, карбонатно-силикатно-сапропелски, карбонатно-силикатни и силикатно-карбонатни.

Сапропел (посебен вид на јаглен) настанува за сметка на остатоци од разновидни растителни организми, а исто така црви, инсекти, ларви, дијатомеи, риби, спори, кутикули, лисја и други органски и неоргански материи. Органската материја во сапропел се содржи од 50-70 %, ретко повеќе. Од неорганската материја најзастапена е глиневата материја, понекогаш со зголемена содржина на манган. Органската материја на сапропелот содржи зголемена содржина на водород и азот (до 3 %). Азотот во сапропелот веројатно е од органско потекло, а неговото

присуство во длабочина се намалува со намалување на органската материја.

Битуминозните шкрилци се шкрилести карпи од глинест или лапоровит состав, кои содржат одредено количество на јаглеродород што е поврзан со самите карпи (шкрилци). Затоа тие спаѓаат во групата на врзани битумии, односно на групата на сапропели од кои се разликуваат по изразената шкриљавост. Обично се фино услоени. Органската материја во битуминозните шкрилци содржи јаглерод (56-82 %), водород (5.8-11.5 %), азот (до 5 %), сулфур (1.5-9 %) и кислород. Во индустријата, битуминозните шкрилци се користат како гориво или се преработуваат со сува дестилација за добивање на разни гасови, а се добиваат и парафински масла.

Силикатно-карбонатните и карбонатно-силикатните глиновити наслаги се делат според присуството на карбонатите, односно силикатите. Ако тие се збогатуваат со органска материја, преминуваат во силикатно-карбонатно-сапропелски талози.

Керамички и каолински глини како и дијатомејска земја која е настаната со изумирање на езерски силикатни алги се широко застапени седиментни наслаги во слатководните езера.

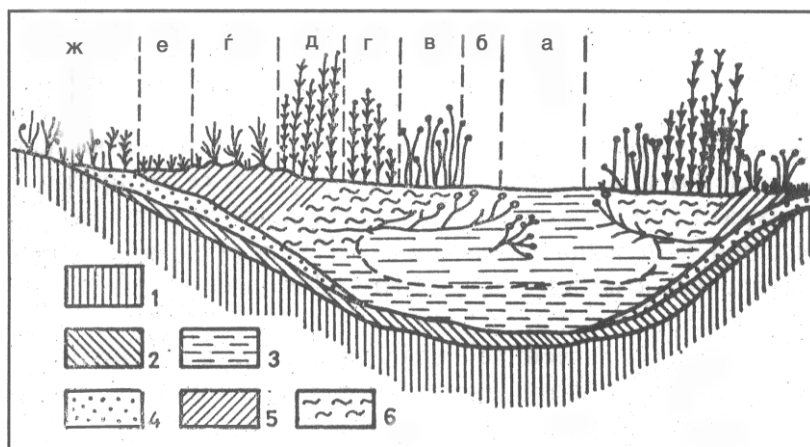
4. БЛАТА

Блатата настануваат како резултат на присуството на прекумерна влага на земјината површина што доведува до бујна вегетација, а со нејзино изумирање се врши **акумулација на нераспаѓнатата органска материја**, која понатаму минува во тресет. Една од главните карактеристики на блатата е формирањето на тресети. Дебелината на тресетот во блатата е многу варијабилна, од неколку метри до десетици метри. Тие се распространети претежно во влажни климатски услови и соодветни геоморфолошки услови, каде нема услови за интензивна дренажа на подземните води, а се формираат мочуришта, бари, односно блатата кои се покриваат со густа вегетација.

Типови на блатата и нивна еволуција. Блатата настануваат како во внатрешноста на континентите така и во крајбрежните делови. Според положбата на блатата во релјефот и нивното потхранување со вода и во зависност од составот на растителниот покров, тие се делат на: рамничарски блатата, блатата на издигнати делови (во ритчести терени) и преодни типови.

Блатата во низините се наоѓаат на простори каде доминираат рамничарски терени во кои се присутни одделни спуштени подрачја, кои освен со атмосферските води се снабдуваат со подземни и со речни води. Тие се карактеризираат со зголемена содржина на минерални состојки, што се настанати од излучувањето од почвените слоеви. Појавата на

блатата често пати е поврзано со зараснување на почвата со тревести и нискостеблести растенија, кои со исцрпување на корисните минерални состојки почнуваат да изумираат и да гнијат. Во почетниот стадиум на блатата, на дното се формираат сапропели, кои доведуваат до оплитнување на блатата, а преку нив почнува да се развива растителен покров. Растенијата се распоредени зонално во зависност од длабочината, од водените лилии, до зелени алги, трска и др. Тресетот кој настанува од остатоците на оваа вегетација содржи големо количество на пепел и е ниско калоричен. Блатата обично настануваат во последната етапа на езерата, кога тие оплитнуваат и обраснуваат со алги, трски и друго и постепено преминуваат во блата. Езерата најлесно преминуваат во блата ако бреговите се со благ наклон и рамно дно (сл. 64).



Сл. 64 Шема на обраснување на езерата: 1. карпи од подината на езерото; 2. карбонатно-сапропелска тиња; 3. земјест тресет; 4. аморфна сапропелска тиња; 5. тресет од сцирупуси и трска. а. водни растенија што пливаат по водата; б. водни лилии; в. сцирупус; г. крупни острици; д. папур, трска, ф. ситни острици, е. корења од треви и растенија, ж. житни растенија.

За време на интензивна седиментација на дното на езерото се таложи разновидна тиња. Растенијата кои изумираат се таложат на дното на блатата. Со натамошно оплитнување на езерата тие се транспортираат во блата, така што растенијата се прошируваат и кон централните делови. Со изумирање на растенијата настанува тресет. Освен тресет, кој настанува во блатиштата, понекогаш значајна акумулација се врши и на железо и манган, “блатни руди” во кои се присутни соединенија на Fe и Mn со карбонат и хидроксид, како што се рудните наоѓалишта на сидерит, родохрозит, пиролузит, лимонит и др. Наоѓалиштата на вакви

руди на Fe и Mn се со незначителна дебелина. Тие се познати во блатиштата во Белорусија, Курилските острови и др.

Висинските блатишта се наоѓаат во повисоките ритчести терени, по вододелниците, каде постојат зарамнини, односно вдлабнати делови каде избиваат подземните води и каде е овозможено да се акумуират атмосферски води. Кај нас се познати и како **млачишта**. Во дадените услови вегетацијата е многу поразвиена отколку во околните терени. Таа се состои од моховини и различни ниски растенија кои со изумирањето преминува во тресет. Вакви блатишта се распространети во билата на планините и во областа на тундрите во Европа и Азија.

Преодни блата претставуваат акумулации кои се наоѓаат помеѓу двата претходни типа. Во овие подрачја е карактеристична како автотрофната, така и олиготрофната вегетација. Тоа се форми кои се приспособени да се развиваат во услови кога водата содржи ограничени количества на минерални материи.

5. ТИПОВИ ЈАГЛЕНИ И НИВНА ГЕНЕЗА

Јаглените настануваат со изумирање на растенијата и нивната акумулација во водена средина, кога без притисок на воздухот почнува долг и сложен процес на трансформација на растителниот материјал во јаглен. Три основни елементи кои учествуваат во составот на растенијата и јагленот се: C, H и O. Покрај тоа, присутни се сулфур, азот и некои минерални материи од неорганско потекло, кои при изгорувањето на органската материја остануваат во пепелта или чадот.

Процесите на распаѓање на растителната материја ги забрзуваат многу бактерии и алги кои се наоѓаат заедно со дрвенестата материја во земјината кора. Брзината на распаѓање се манифестира со зголемување на учеството на јагленот и од геохемиските услови, пред сè од притисокот и температурата. Доколку овие процеси се поизразени, интензитетот на јагленизација ќе биде поголем (побрз). Трансформацијата на растителната материја во јаглен се врши со отсуство на кислород и водород.

Настанувањето на јаглените е поврзано со плитки водени басени, со мочуришта (тресетишта), езера, лагуни и поретко за крајбрежни делови на морињата каде постојат услови за развиток на бујна вегетација (вегетација во услови на влажна и топла клима). На крајот, во дадените подрачја потребни се и специфични услови за јагленизација, односно за трансформација на изумрените растенија во јаглен.

5.1. ВИДОВИ НА ЈАГЛЕН

Тресет претставува продукт на непотполно распаѓање на изумрените блатни растенија во услови на прекумерна влажност и отсуство на дејство на кислородот. Тресетот е најнизок степен на јагленизација кој е настанат со ферментација на растителниот материјал во тресетиште (трева, мов и ситни мочуришни растенија). Со изумирање на растенијата, дното на тресетиштето (блатата) се покрива со тиња, а отсуствува кислородот. Тресетот претставува почетен стадиум во настанувањето на јаглени.

Лигнит претставува јаглен што има дрвенест изглед, бидејќи во него структурата на дрвата е скоро наполно зачувана. Лигнитот настанува во бари обраснати со шуми: четинари, листопадни и други дрвја. Од тресетот се разликува по поголемиот степен на јагленизација, како и по начинот на појавување. Тресетот се појавува обично во еден слој со незначителна дебелина, додека лигнитот се јавува во форма на многу слоеви (со интеркалации и прослојци на глини) чија дебелина на јагленосната серија може да достигне повеќе десетици метри (Суводол-Битолско, Неготино и др.). Лигнитите обично содржат големо количество на влага, 40-50 %.

Кафеавиот јаглен е преоден тип меѓу лигнитот и камениот јаглен, односно јагленизацијата е изразена во повисок степен, така што во кафеавиот јаглен дрвенестата структура многу тешко или воопшто не се распознава. Тој се дроби (крши) во неправилни форми или има школкаст облик.

Камениот јаглен е со висок степен на јагленизација во кој јаглородот се движи од 70-80 %. Овие јаглени содржат мали количества на влага (околу 5 %). Камениите јаглени обично имаат црна боја. Тие се доста компактни и имаат поголема сјајност. При експлоатација, тие се дробат во парчиња со различна форма. Во овие јаглени скоро наполно отсуствува структурата на растенијата.

Антрацитот е јаглен во кој содржината на јаглород достигнува до 95 % и се карактеризира со металичен сјај, изразито темно црна боја и има школкасти преломни површини. Согорува тивко, скоро без пламен и дим. Кога има пламен, истиот има модрикава боја која брзо се губи, бидејќи пламенот брзо гасне. Овој јаглен има многу висока топлотна енергија која се користи во металургијата. Неговата топлотна вредност изнесува околу 36 000 kJ (односно 7 800-8 350 kcal/kg).

1. ГЕОЛОШКА ДЕЈНОСТ НА ОКЕАНИТЕ И МОРИЊАТА

1.1. ОПШТИ КАРАКТЕРИСТИКИ

Океаните ја претставуваат водената обвивка на земјината топка која го покрива поголемиот дел од земјината површина и истата ги одделува континентите и островите. Улогата на океанските басени во геологијата е многу голема. Тие заземаат површина околу 361 милиони km^2 , што одговара на 70.8 % од површината на Земјата (табела X). Во нив постојано се таложи седиментен материјал кој потекнува и се пренесува од копното, а делумно настанува во самите мориња. Океаните содржат околу 86 % од општото количество на водата на Земјата. Океанските води се главни извори на влага во атмосферата, која ги снабдува реките и е главен извор за опстанокот на животинскиот и растителниот свет. Голем дел од таа вода, од реките повторно се враќа во океаните, кои вршат транспортирање на разрушениот материјал и го пренесуваат во океаните, каде се преработува и пак се таложи формирајќи седиментни наслаги. Освен тоа, во водите на океаните животинскиот свет е интензивно развиен и има голема улога во формирањето на седиментите.

Табела X. Основни морфолошки карактеристики на океаните

ОКЕАНИ	Површина во илјади km^2	Во %	Волумен во илјади km^3	Средна длабочина во m	Најголема длабочина во m
Тихи	179 679	50	723 699	4 028	10 863
Атлански	93 363	25	337 669	3 926	9 219
Индиски	74 917	21	291 945	9 897	7 450
Северен (леден)	13 100	4	10 980	1 205	5 220
Светски океани	361 059	100	1 370 323	3 795	10 863

Водената површина од океаните во северната полутопка зазема 61 %, а копното 39 %, додека во јужната полутопка водената површина изнесува 81 %, а на копното оклу 19 %.

Морско-океанските басени според Г. Јарасеников (1974) се поделени во 4 главни типови:

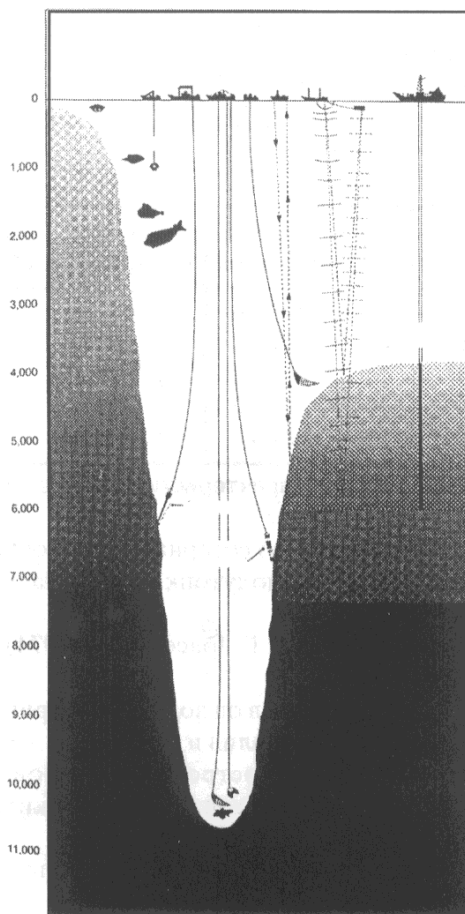
- мориња кои заземаат најголем дел од водената површина, како што се Арабиското Море, Бискајскиот Залив и др.
- гранични мориња, поврзани со островските лакови што се поврзани со водите на океаните и многу ретко можат да бидат одвоени и изолирани од океанот со островски лакови;
- епиконтинентални мориња, кои се наоѓаат меѓу континентите, а се поврзани со океаните со тесни канали, мореузи и се карактеризираат со специфична седиментација, како што е Средоземното Море, Црното Море и др.

- изолирани басени, напълно изолирани водени басени со специфична седиментација како што се Каспиското и Аралското Море (кои често се издвојуваат како езера).

Релјеф на морињата и океаните. Во втората половина на XX век направен е огромен напредок во проучувањето на релјефот на дното на океаните и морињата со што се добиени бројни сознанија за градбата на океанското дно, нивното настанување и развото, што доведе до појавата на глобалната тектоника (Plate tectonic). Изучувањето на океанското дно е поврзано со современите успеси на геофизичките методи и тоа: акустички методи, методи на рефлексација и рефракција, потоа гравиметриски методи, магнетометрија и др. Во поново време со спуштање во длабочина на специјални апарати, се врши снимање што дозволува на блиски растојанија да се добијат податоци за океанското дно. Освен тоа, за последните децении во океаните и морињата се извршени стотици, па и илјади, истражни дупчења со земање примероци од океанското дно и од горните делови на океанската кора кои овозможува да се суди за седиментацијата во длабинските делови на океаните и морињата и за составот на океанската кора, а и за нејзината старост (сл. 65).

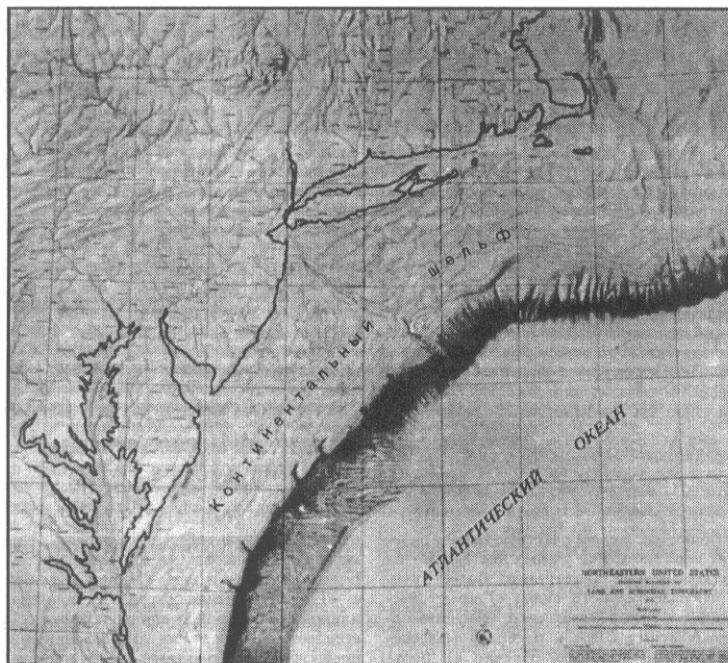
Како резултат на овие истражувања, како главни елементи во релјефот на океанските басени се издвоени: континентален шелф, континентална падина со подводни кањони, континентално подножје, систем на средно-океански гребени, островски лакови. Подината на океаните е претставена со абисална рамнина, а издвоени се и длабоководни жлебови и бразди (ровови). Како позитивни форми се подводните вулкани, гајоти и атоли.

Континенталните шелфови претставуваат крајбрежни, пото-пени делови од копното (англ. Shelf-континентална тераса) до 200 m длабочина под нивото на морето. Нивната вкупна површина од океаните зафаќа околу 7 милиони km², односно околу 2 % од нивната површина. Површината на шелфовите е разновидна, бидејќи таа понекогаш се усложнува со подводни корита и прагови (греди), затворени депрсии, подводни тераси и коралски рифтови. На поедини места шелфовите се изградени од матичните карпи на други песоци, чакал и глина. Континенталните шелфови реагираат многу изразено и во случај на изменување на нивото на морето, што е условено од правецот на тектонските движења (издигање или тонење) и акумулацијата на седименти во близина на прибрежните делови. Промена на нивото на водата во океаните може да настане со формирање на ледници (леднички периоди) и обратно во периодите на нивното топење. Ако брегот се издига, морето отстапува и шелфот минува во крајбрежна рамнина. Оваа појава е позната како **регресија**. За време на тонењето, морето навлегува на копно во крајбрежните делови и доаѓа до **трансгресија**.



Сл. 65 Современ начин на истражување на морското дно

Континентална падина и подводни кањони. Од надворешната страна на шелфот, континенталната падина постепено тоне (се спушта) сè до 2 000 m. Ако долините во континенталните падини се продолжуваат внатре во океанот, сè до континенталното подножје, се формираат подводни кањони. На многу места овие кањони се врежуваат во континенталните падини како “V” долини длабоки и до 1 200 m. Широчината на континенталната падина варира од 15-30 km (сл. 66).



Сл. 66 Фотографија на континенталниот шелф
во североисточниот дел на САД

Вакви долини се поврзани со сливовите на големите реки во океаните, како на пример продолжението на реките Конго, Инд и др. Во подводните кањони стрмните падини обично се изградени од основните (матичните) карпи, додека низ нивните корита се транспортира иситнет материјал далеку во внатрешноста на океаните. Механизмот на формирање на подводните кањони не е точно дефиниран, но постојат мислења дека тие настануваат како резултат на: а) ерозивната дејност на турбулентните движења; б) со дејство на матни подводни потоци или со процесите на подводни свлечишта; в) од ерозивната активност на реките што се влеваат во океаните, кои се настанати за време на регресијата; г) од ерозивната дејност на брановите за време на плимата и д) се поврзани со раседните дислокации на тектонските движења.

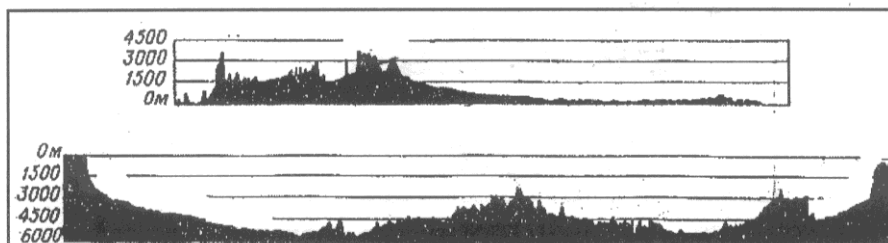
Континенталното подножје претставува рабен дел на континенталната падина, каде се таложат седименти само во рабните делови на океанот, така што тие се морфолошки аналогни на претходните алувијалните рамнини, каде во подножјата на планинските масиви се акумулираат алувијални наслаги.

Океанско дно. Пред да се применат методите на акустично сондирање во проучување на океаните, се сметаше дека дното на истите е еднообразна рамнина. Со примената на акустични методи се покажало

дека дното на океаните се состои не само од рамнини, туку има и други крупни и мали форми на сложен релјеф, меѓу кои:

Абисалните рамнини претставуваат широки рамнини во најдлабоките делови на океаните, каде длабочината достигнува 3 000-6 000 m. Овие абисални океански рамнини обично се покриени со наслаги кои се донесени со турбидитните теченија од страна на континенталните падини. Абисалните рамнини заземаат околу 30 % од површината на океанското дно, но морфологијата на нивната површина, нивната форма и големина се разликуваат во разни делови на океаните.

Позитивни форми на релјефот. Средно-океанските гребени имаат широко распространување како позитивни форми на релјефот. Како пример, овде ќе го прикажеме Средноатлантскиот гребен кој од север кон југ го дели океанот на два симетрични дела, западен и источен дел. Овој издигнат подводен планински венец се наоѓа на средна длабочина од 2 740 m, но неговите централни делови на места се издигаат над нивото на морето во форма на острови (Исланд, Азорски острови и др.).

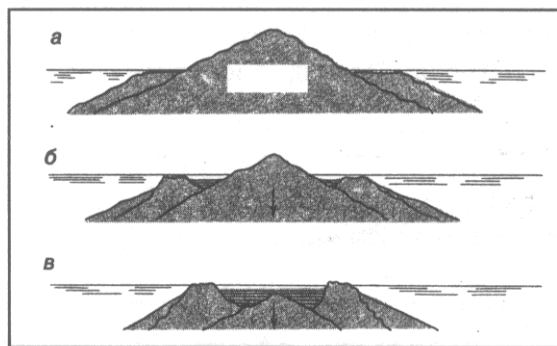


Сл. 67 Профил на јужниот дел на Атлантскиот океан

Централните делови на Атлантскиот средноокеански гребен, на целата своја должина е усложнет со сукцесивни рифтови долини чии секвенци во должина варираат од 36-72 km. По страните на овие рифтови клисури се издигнати планински греди, зад кои се наоѓаат зарамнети површини во форма на високо издигнато плато. Бочно од нив по двете страни на централните масиви се низат паралелни зони од планински гради (релјеф), така што секој р'бет што е пооддалечен од централниот масив, е сè понизок. Крајните бочни делови од Атлантскиот планински подводен масив веќе се наоѓаат на длабочина од 3 000-4 000 m и се спуштаат како серија на тераси.

Во Исланд, рифтовата долина која претставува гребен ограничен со раседи, е заполнета со квартерни и современи лави и туфови. Овој рифт ја сече територијата на Исланд и е проследен со голем број на современи активни вулкани. На подрачјето на коленестото повивање на рифтот се констатирани низа напречни долини поврзани со трансформни раседни зони во кои најдлабоките делови достигнуваат до 7 369 m. Со овие структури е поврзана силна сеизмичност.

Атоли се кружни коралски или алгоидни рифови кои се јавуваат во плитките морски делови познати како лагуни. Се претпоставува дека атолите настануваат во определен стадиум на формирањето на коралските рифови, кои се развиваат врз вулканските конуси и постепено тонат. Доколку тонењето продолжи, коралскиот риф може да се прошири и да се појави како карпа во морето. Бидејќи е познато дека денес коралски рифови се формираат во плитките делови на атолите, а со дупчење се најдени остатоци од нив на длабочина од 338-1 400 m (во Тихиот Океан-Бикини, Фунафути), се претпоставува дека дното на рифовите за последните 50 милиони години е потонато на дадената длабочина.



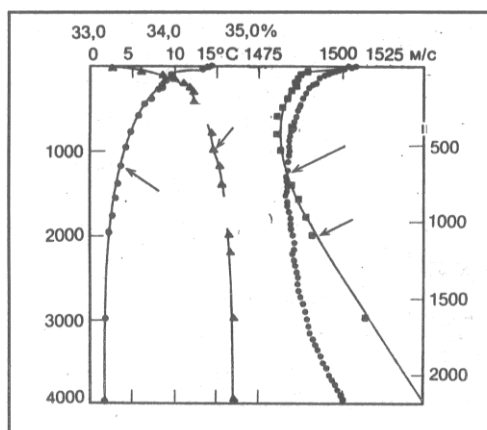
Сл. 68 Формирање на атол

Гајотите се подводни изолирани падини со зарамнети површини (висорамнини). Тие се широко застапени во западните делови на Тихиот Океан. Нивната големина варира, но во одделни гајоти (Хоразн) широчината достигнува до 66 km, а во должина и до 280 km. Нивните врвови (најиздигнатите делови) сега се на длабочина од 1 000 до 2 000 m. Тие веројатно се настанати како вулкански купи (планини) кои подоцна, низ геолошката историја, под дејство на брановите, ја добиле дадената форма на отсечен врв. Со наоѓањето на зарамнетите површини, остатоците од плитководната фауна и проучувањето на староста на наслагите што ги прекриваат, се добиваат податоци за тоа во кој период истите се потонати на дадената длабочина.

2. ФИЗИЧКИ И ХЕМИСКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА МОРСКАТА ВОДА

Физичките карактеристики на морската вода се: температурата, густината, притисокот, светлоста и гасниот режим.

Температурата на водата во океаните и морињата се менува од екваторот кон половите и од плитките кон абисалните делови. Во екваторијалните делови температурата на водата на површината изнесува околу 20-27 °C, додека во поларните делови таа се менува од -2 °C до +2 °C. Температурата на водата во океаните брзо се намалува сè до длабочина од 400 m, каде се спушта до +4 °C. Потоа таа се намалува со многу мало темпо сè до длабочина од 200 m каде нејзината температура станува константна, околу 2 °C (сл. 69).



Сл. 69 Промена на температурата, салинитетот и брзината на простирање на звукот во океаните

За подлабоките делови на океанот карактеристично е присуството на големо количество на студена и погуста вода, која се движи од поларните и субполарните делови кон екваторт, што се манифестира во системот на циркулација на водите во океаните.

Преку зимите, водата во површинските делови се лади, со што ја зголемува својата густина и го условува движењето во правец кон длабочина. Во областа на екваторот ладните води од длабина избиваат (струјат) кон површина, кон топлите делови на океанската вода. Од екваторот океанската вода во горните делови се движи на сите страни. Целиот овој циклус на движење на океанската вода е поврзан со разни температури, со што се струите на водата внесуваат кислород од површинските делови кон длабочините.

Густина на морската вода зависи од соленоста и температурата и достигнува околу 1.025 g/cm^3 . Во поларните води, густина се зголемува приближно до 1.028 g/cm^3 , а во топлиите тропски мориња таа изнесува околу 1.022 g/cm^3 . Промената на густината на водата е поврзана со соленоста, температурата и притисокот во дадениот дел на океанската вода.

Притисокот (хидростатичкиот притисок) во морињата и океаните се зголемува со длабочината и тоа на секои 10 m воден столб се зголемува за околу 100 kPa. Во длабинските делови притисокот е доста голем и во најдлабоките делови на Тихиот океан може да изнесува и преку 10 000 MPa. Со порастот на притисокот се зголемува и процентот на растворливоста. Тоа овозможува апсорпција на гасовите од страна на водата, што доведува до полесно растворање на многу минерали. Од друга страна, со зголемување на притисокот органскиот свет е сè поредок, така што постојат сè помалку услови за создавање на органски наслаги.

Светлост. Сончевата светлина брзо исчезнува со длабочината на водата. Најдлабоко продираат ултравиолетовите зраци од синиот дел на спектарот. Светлосните бранови на видливиот дел на спектарот се апсорбираат во првите десетина метри на морската вода од среден состав, а 99 % се апсорбираат во горните слоеви на водата до длабочина од 100 m. Голем дел од апсорбираната енергија се трансформира во топлина, но голем дел се апсорбира од морските растенија со фотосинтеза.

2.1. ХЕМИСКИ СОСТАВ НА МОРСКАТА ВОДА

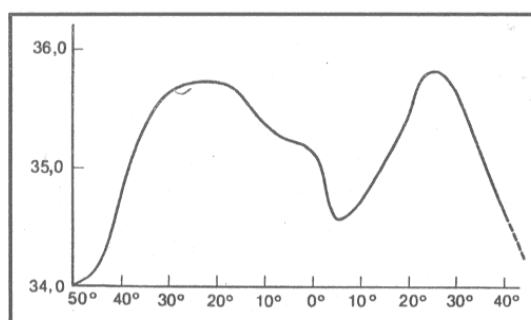
Соленоста претставува количество на растворена цврста материја во морската вода и се изразува како содржина на растворена материја (g) во 1 литар вода (g/l). Обично се изразува во промили (‰). Цврстата материја што се раствора во водата се распаѓа на јони. Во морската вода се констатирани околу 67 различни хемиски елементи, меѓутоа најзастапени се околу 10 (табела XI).

Соленоста на морската вода е помеѓу 33 и 37 ‰, но обично варира околу 34-35 ‰. Во површинските делови соленоста се намалува како резултат на атмосферските врнежи, потоа од внесувањето на свежа вода од реките, од топење на ледниците. На сл. 70 е прикажана зависноста на соленоста на морската вода по паралелите на екваторот. Соленоста на океанската вода во текот на геолошката историја се менувала, што е докажано со проучувањето на разновидните формации.

Табела XI. Јонски состав на морската вода

ЈОНИ	Дел во илјада (‰)	% на тежината во растворената тврда материја
Cl	18.80	55.05
Na ²⁺	10.77	30.61
SO ²⁻	2.72	7.68
Mg ²⁺	1.29	3.69
Ca ²⁺	0.41	1.16
K ⁺	0.38	1.10
HCO ³⁻	0.14	0.41
Br ³⁻	0.07	0.19
H ₃ BO ³⁻	0.03	0.07
Sr ²⁺	0.01	0.03
Вкупно	34.62	99.99

Така, таложењето на големи маси на железовити кварцити во претпалеозоиското време, Н.М. Страхов го објаснува со слабата соленост на водите на тогашните океани. Тој смета дека претпалеозоиските океани претставувале басени со вода слични по составот со водата во езерата со свежа или слабо солена вода. Солите што се растворени во морската вода во современите морски басени, доведуваат до коагулација на колоидите кои се таложат во водените маси. Седиментацијата се врши во крајбрежниот дел, без некое сортирање на наслагите. Се таложат наслаги без изразена слоевитост, поразлична од јужноафричките железни кварцити, настанати во прекамбриските мориња. За распространетоста на железовитите кварцити во прекамбриските комплекси може да се суди по нивното огромно присуство изразено во 3 400 милијарди тони, што е многу пати повеќе од резервите на такви руди поврзани со помладите железовити кварцити кои изнесуваат 135 милијарди тони.



Сл. 70. Поврзаност на салинитетот на морската вода во зависност од растојанието од екваторот.

3. ЦИРКУЛАЦИЈА И ДВИЖЕЊЕ НА ВОДАТА ВО ОКЕАНИТЕ И МОРИЊАТА

Водите на океаните и морињата се во постојано движење и целата маса на водата во нив е вклучена во циркулацијата и движењето како во површинските делови, така и во длабочина. Брановите со различна височина се движат по површината на морињата во бескрајната површина и нивната појава е непрекината. Бидејќи внатрешното триење е слабо, настанатите бранови, под дејство на константни ветрови на широките простори на океаните, се распростираат на пространства од стотици и илјади километри. При нивниот удар на бреговите, дел од енергијата се троши на ерозијата и преталожување на разрушениот материјал.

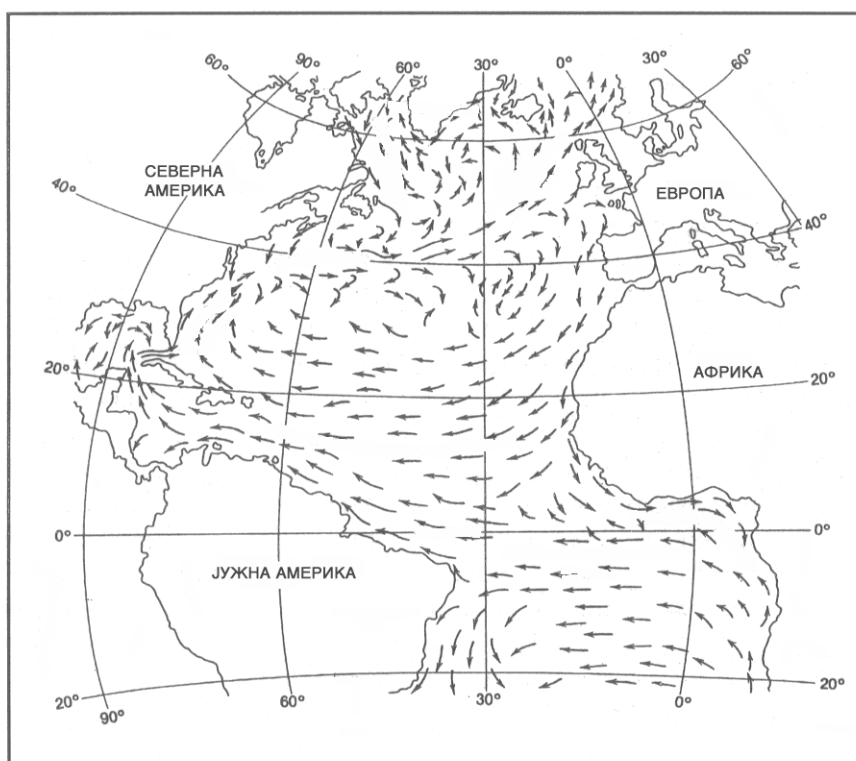
Движењето на водите во океаните е условено од разни причини и тоа: а) од дејството на ветровите; б) од брза, нагла промена на притисоците на водената маса; в) од плимата и осеката поврзани со гравитационите сили од Месечината и Сонцето; г) од земјотреси; д) од силите на триење меѓу водата и дното и помеѓу водените честици; и е) од центрифугалната сила поврзана со ротацијата на Земјата.

- Движењето, односно бранувањето на морските води настанато од дејството на ветерот е поврзано со воздушните струи над површината на морињата и океаните. Силните ветрови условираат формирање на високи и силни бранови кои понекогаш достигнуваат и преку 20 m. Овие бранови се најизразени во површинските делови на морските води, но понекогаш се чувствуваат и на поголеми длабочини, до 100 m во морињата, а до 200 m и повеќе во океаните.

- Јачината на брановите, правецот на нивното движење, како и времетраењето на бранувањето, имаат важна улога во процесите на разрушување на бреговите, во преносот на разрушениот материјал и самиот процес на преталожување, односно негова акумулација. Посебно се изразени брановите во областите каде се појавуваат силни ветрови во форма на бури и тајфуни, како на пример во крајбрежните делови на Индија, Југоисточна Азија (Малезија), Филипините и др.

- Бранувањето на морските води, како резултат на плимата и осеката е поврзано со гравитационите сили на Месечината и Сонцето. Плимата настанува кога водните бранови доаѓаат до копното, а осеката кога водата се повлекува од копното кон морето. Ако овие движења на водата (плимата и осеката) се во содејство со ветер, брановите ќе бидат поизразени и нивното дејство посилено, т.е. разрушувањата на бреговите и преносот на разрушениот материјал, носен од брановите, ќе бидат поизразени. Истиот се таложи во внатрешните делови на морските басени.

- Морските струи кои се манифестираат со постојано движење на морската вода, што доведува до преместување на огромни водени маси, се условени од нееднаквата густина на водата, од нееднаквата температура, салинитетот (соленост) на водите и другите претходно споменати фактори (воздушни струења, ветрови и др.). Голфската струја пренесува големи маси на ладни води и материјал од северните ледени брегови кон југ (во топлите тропски краеве), а од југ (од тропските прашуми) кон север-североисток пренесува и делови од стебла. Морските струи имаат голема улога врз климатските услови (помека и влажна клима) во северозападна Европа (сл. 71).



Сл. 71 Површински струења во Атлантскиот Океан

Морските струи негативно се одразуваат врз таложењето на раздробениот материјал, посебно на ситните фракции, но затоа имаат разорно дејство, особено во крајбрежните делови.

- Движењето на морските води, условено од појавата на земјотреси кои настануваат на океанското дно, е поврзано со сеизмичките морски брнови кои имаат голема уривачка дејност. Тие можат да се пространуваат на неколку километри на копното, бидејќи брановите се

издигаат на неколку десетици метри. Овие бранови, за кои ќе стане збор во поглавјето за земјотресите, се познати како **цунами**.

Аналогно на земјотресите, движење и силно бранување на морските води може да биде поврзано со активноста на подводните вулкани.

4. ОПШТИ ПОДАТОЦИ ЗА ЖИВОТОТ ВО ОКЕАНИТЕ

Океаните претставуваат лулка на животот, а 75 % од сите класи на животинскиот и растителниот свет се настанати во водата, од кои 60 % се настанати во морињата. Организмите претставуваат голем фактор во формирањето на седиментните карпи. Како резултат на фотосинтезата тие апсорбираат голем дел од сончевата енергија која во зависност од физичко-географските услови се внесува во наслагите. Во зависност од морската средина во која се одвива одреден вид на живот на организми и растенија, т.е. определена фауна и флора, морската средина се дели на пет зони и тоа: литорална, нерит-ска, батијална, абисална и пелашка (сл. 72).

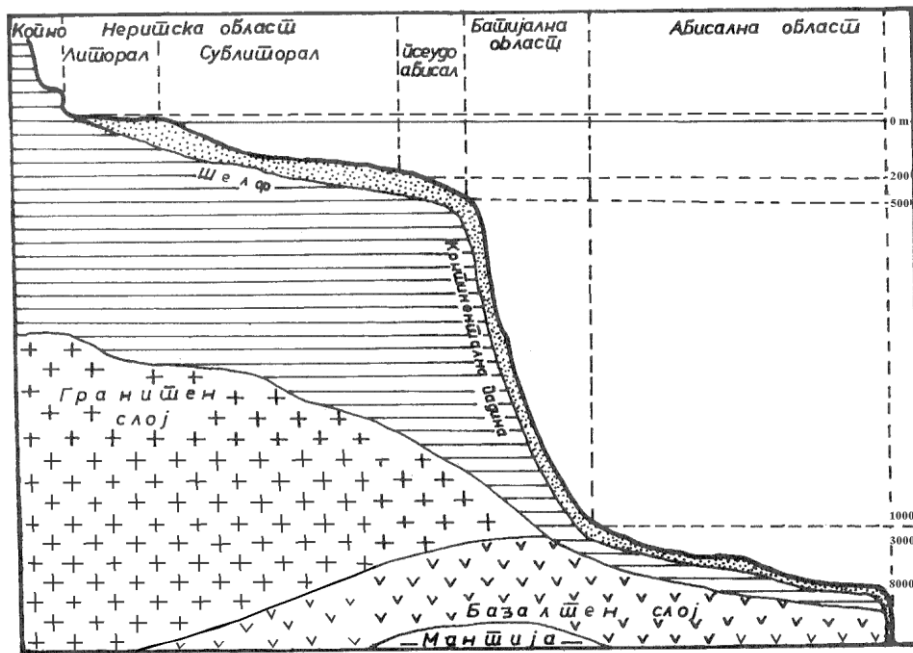
Литорална зона (зона на плима и осека) е поврзана со зоната на максималната и минималната плима. За време на максималната плима, дното е покриено со морска вода, додека при минималната плима дното е откриено. Затоа оваа зона е подложена на силното дејство на брановите, така што условите се доста сурови. Организмите треба цврсто да се прицврстени за дното или да се кријат во одделни шуплини, каде дејството на брановите се намалува.

Неритската зона е поврзана со самиот континентален шелф (грчки: *perites*- школка). Во оваа зона животот е најзастапен во споредба со кои било други места на земјината топка. Бидејќи длабочината на водата овде достигнува до 200 m, поплитките делови на оваа зона се осветлени од Сонцето, постои обилно количество на храна која помага да се развијат многубројни разновидни морски организми, кои се хранат едни од други или од материјата што е растворена во морската вода.

Батијалната зона (грчки: *bathos*-длабок) е поврзана со морското дно кое е на длабочина од 200 - 2 000 m (според некои до 3 000 m). Овде доминира особено богата фауна (животни) и покрај тоа што растителниот свет (флората) овде отсуствува, а сончевата светлина воопшто не е присутна. Во оваа зона има многу помалку талози. Седиментацијата се врши многу бавно, така што голем дел од органската материја се преработува од одделни организми. Главни талози се остатоци од школки, планктони и организми кои се од карбонатен состав, потоа силикатни дијатомејски алги и остатоци од сунѓери.

Абисалната зона е поврзана со длабоките делови на дното на океаните. Во оваа зона светлината не допира, а температурата изнесува околу 2-4 °C. Затоа животните во абисалната зона се или слепи или

имаат огромни очи. Тие пливаат во поплатките делови каде наоѓаат храна.



Сл. 72 Шематски профил на морското дно

Пелашката (пелагична) зона (грчки: pelagos-отворено море) е поврзана со горните делови на океанската вода во широките пространства на отворено море (океаните) надвор од литоралната зона. Животот во оваа зона е поврзан со планктонски форми кои пасивно пливаат како и животни кои самостојно пливаат во овие делови на океанските води. Најпримитивни растенија се алгите, меѓу кои се и диатомеите, а од животните се можни видови од микроорганизми до китови. Со изумирањето на овие животни, нивните скелети пропаѓаат на дното на океаните.

5. ГЕОЛОШКА АКТИВНОСТ НА МОРИЊАТА

Геолошката дејност на водената маса од океаните и организмите што ја населуваат, во содејство со литосферата доведува до разрушување (рушење) на карпестите маси и нивно преместување, до обработување и сортирање и до негово преталожување на нови места и создавање на седиментни карпи. Седиментните карпи во океаните се внесуваат и преработуваат не само од рушење на карпестите маси долж нивните брегови, туку и од огромните маси на алувијум кој се внесува од реките, потоа ситни честички кои се пренесуваат од ветровите на големи растојанија, од активната на вулканите, од материјал внесен од ледници и ајсберги, а исто така од метеорити и метеорска прашина. Освен тоа, во геолошката активност на морињата, голема улога имаат организмите, бидејќи основната маса од органогени седименти се настанати во море.

5.1. УРИВАЧКА ДЕЈНОСТ НА МОРИЊАТА

Во различни делови на океаните, геолошките процеси се разликуваат и се одвиваат на посебен начин. Особено ефективно и јасно тие се манифестираат во крајбрежните делови на океаните каде интензивноста на геолошките процеси е многу изразена. Целиот процес на разрушување на карпестите маси во крајбрежните делови се манифестира во процесот познат како **абразија** (лат. *abradere*-стружење).

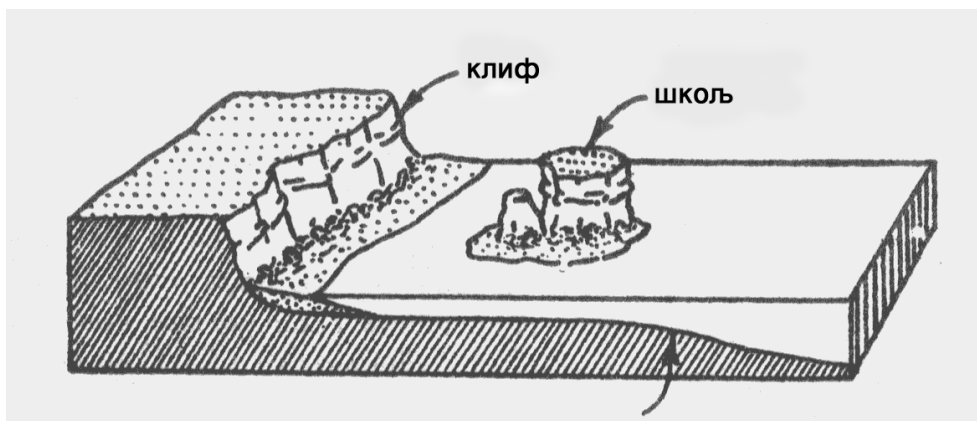
Абразијата, која е најизразена во крајбрежните делови, е условена од силниот удар на морските бранови врз карпестите маси што ги градат бреговите. Се врши рушење на големи комплекси на карпи, кршејќи ги во блокови и парчиња кои понекогаш достигнуваат до 1 000 t. Познато е дека за време на бури, морските бранови можат да достигнат и до 60 m височина, така што нивното механичко дејство е со огромна сила. Во такви случаи освен механичкото рушење свој удел имаат и хемиските процеси.

Самиот процес на разрушување на морските брегови и брзината на дејството на абразијата зависи од многу фактори и тоа: а) од јачината на самите бранови; б) од правецот на нивното движење; в) од положбата на слоевите, односно од формата на бреговите (крајбрежјето); г) од компактоста на карпите како и од други фактори. Силата со која удираат морските бранови може да достигне до 20, па и до 30 t/m².

Абразијата се манифестира во разни морфолошки облици во приморските делови. Кај стрмните карпести брегови брановите имаат многу поизразен уривачки ефект со изразито поткопување на брегот. Со проширувањето и зголемувањето на поткопаните делови се формираат натстрешници кои во понатамошниот процес на абразијата се

рушат. Разрушениот материјал се распарчува и со дејството на брановите се дроби, се ситни и се разнесува во внатрешните делови. На овој начин крајбрежните делови добиваат нова форма, а со текот на времето морето настапува на копното.

Со рушење на бреговите кои имаат стрмни отсеци се формираат **клифови** (сл. 73). Тие стрчат како високи бедеми над морската површина на самиот брег. Со понатамошното дејство на морската вода тие се разрушуваат, така што процесот на абразија продолжува со одземање на нови делови на карпестите маси на копното. Како резултат на долготрајните процеси на морската абразија покрај морскиот брег се формираат **абразиони или крајбрежни тераси** чии рамнини (зарамнини) се благо наклонети кон морето и по кои се движи разрушениот материјал.



Сл. 73 Процеси на абразија и создавање на абразиони облици

Освен споменатите абразивни тераси, покрај морските брегови настануваат и тераси претставени со чакал, спрудни варовници и др. Овие форми се поврзани со крајбрежните делови кои се зарамнети и под дејството на брановите (плимата и силното бранување) се засипуваат со чакал и песок преку копното.

Големо дејство на уривачкиот карактер на абразијата е поврзано со литолошкиот состав на карпите од кои е изграден морскиот брег, од степенот на тектонската оштетеност (испуканост) и од протегањето на слоевите, односно од азимутот на нивниот пад. Ако карпите се протегаат паралелно со брегот, а падот им е кон копното, тогаш се формираат стрмни падини и полесно се подложни на разрушување. Во случај карпите да се од карбонатен состав, се врши и хемиско растворање. Ако седиментацијата во крајбрежните делови е со поголема дебелина, под дејство на гравитацијата и притисокот во крајбрежните делови може да се формираат и подводни свлечишта.

Абразијата се врши само на нивото на морето. Затоа присутвото на абразиони зарамнини (рамнини) кои се потонати во вода или се издигнати на одделни височини од нивото на морето укажува дека настанало тонеење, односно издигање на крајбрежниот дел на морето. Положбата на овие абразивни рамнини укажува на интензитетот на вертикалните тектонски движења од времето на нивното формирање до денес.

5.2. АКУМУЛАТИВНА АКТИВНОСТ НА МОРИЊАТА

Покрај разрушувачката активност, морињата имаат голема улога во формирањето на седиментните карпи. Околу 90 % од сите седиментни творби се настанати во морињата. Тие ги градат најгорните делови од земјината кора, чија дебелина достигнува и до 10-15 km. Со нив се поврзани многу важни минерални сировини од седиментно потекло, меѓу кои се и енергетските сировини, нафта, гас и јаглен. Ваква улога морските и океанските басени имаат и денес, а имале и во геолошката историја. Во водите на морињата и океаните, како што веќе беше напоменато, е присутен разновиден животински и растителен свет со чија активност се создаваат огромни седиментни наслаги. Целиот процес на формирање на седименти во морски услови зависи од бројни фактори.

Во литоралните, крајбрежните, делови на морињата, во зависност од условите во кои таа се одвива седиментацијата, се создаваат различни типови на наслаги. Во оваа зона на длабочина од 20 m се таложат наслаги под дејството на плимата и осеката. Во зоната се таложат наслаги на делти, естуари, лимани и лагуни.

Делтите ги претставуваат просторите на сливовите на реките во морињата. Тие настануваат како резултат на таложење на, претежно, разрушениот материјал во басенот носен од реките. Реките со својата активност го дробат материјалот донесен од копното, го обработуваат (заоблуваат) и ситнат и го таложат во делтите како чакал и песок. Делтните наслаги, во зависност од големината на реките, обично се косо услоени и разнозрнести, во зависност од промената на дотокот на вода, а косата слоевитост е поврзана со тектонските движења.

Косата услоеност на делтните наслаги се јавува во крајбрежниот дел, додека кон подлабоките делови, подалеку од брегот, се таложат поситни фракции и тие се со произразена паралелна и хоризонтална слоевитост. Низ самиот брег на делтните наслаги се таложи крупен песок во кој не се ретки и облупени до неколку десетици сантиметри, додека при оддалечувањето од брегот крупнозрнестите чакали и песоци се сменуваат со ситнозрнести песоци и на крајот финозрнест глиновит материјал.

Зголемувањето на делтите зависи од формата на морскиот брег и од количеството на материјалот што се внесува од реките. Така, делтата на Мисисипи секоја година навлегува во морето за околу 100 m.

Естуарите се релативно продлабочени делови од сливот на реките во морињата каде доаѓа до мешање на морската вода со свежата вода од реките. Соленоста на водата во естуарите се менува во зависност од плимата и сезонските услови. Естуарите можат да бидат и дел од крајбрежјето на океаните каде тие имаат форма на тесен залив (Балтичко Море) и каде е присутно отсолување на морската вода. За отсолените води на естуарите се карактеристични финозрнести наслаги од глини и алеврити (глина со ситнозрнест песок) кои се обогатени со органска материја.

Лимани се аналогни форми на естуарите, но се разликуваат по тоа што од страната на морето тие се преградени со бариера, така што претставуваат изолиран дел од залив или дел кој доаѓа после делтата. Лиманите се слични на лагуните со режим на слатка вода во која се таложи претежно тиња.

Лагуните претставуваат плитководни делови од морињата кои се изолирани како мали заливи или мореузи, кои обично се одделени со одделни бедеми од отвореното море. Овие мали крајбрежни басени се заполнети со солена морска вода. Повремено тие се затопуваат и хранат со морска вода. Лагуните може да бидат одделени во крајбрежните делови со коралски рифови, бариера од островца или некоја греда од копно.

Во лагуните водата е претежно солена и како резултат на поинтензивно испарување се формираат различни хемиски талози како што се: гипс, анхидрит, камена сол, калиумова сол, а во слатките води се создаваат и доломити.

Во случај лагуните да преминат во блата и тресетишта, тогаш во дадените услови се создаваат јагленовити слоеви, битуминозни шкрилци и други корисни суровини.

Неритската (литорална и сублиторална) зона претставува дел од морињата и океаните каде морското дно се спушта до 200 m, т.е. ги претставува плитките делови. Оваа зона претставува дел каде континентите продолжуваат под водата и претставува преод кон батијалните делови. Позната е како шелф.

Неритската зона се карактеризира со интензивна манифестација на морската абразија, така што овде се акумулира материјал донесен со реките од континентите и материјал раздробен со дејството на морските бранови. Во овие делови на морињата се таложат претежно разнозрнести песоци, глина, а понекогаш и органска материја. Овде се формираат различни прегради (насипи), спрудови како што се коралските рифови, потоа спрудови изградени од разни школки, алги, брαιοзои и други организми. За настанување на коралските рифови се пот-

ребни специфични услови, како што е салинитетот (соленоста) на водата, температурата од 18-20 °C и длабочина до 50 m. Водата треба да биде бистра и прозрачна без тиња и други органски материи. Меѓу коралските рифови во зависност од нивната положба и морфологијата се издвојуваат:

- Крајбрежни спрудови кои се наоѓаат покрај самиот морски брег, од кој најчесто се одделени со лагуни;

- Бариерски спрудови кои исто така се блиску до крајбрежјето, но се подалеку од претходните и до неколку десетици километри. Тие достигнуваат во ширина и до неколку илјади метри;

- Атолски спрудови кои имаат прстенаста форма во чии централни делови се наоѓаат лагуни. Нивната надворешна страна е стрмна, додека внатрешната е блага.

Во неритската зона се таложат претежно органогени и хе-миски наслаги, додека материја од растенија скоро отсуствува.

Батијална зона (регион) претставува дел од дното на океаните и морињата чија длабина достигнува до 2 000 (3 000) метри. Оваа зона почнува со континентален праг кој е доста стрм и претставува континентален отсек. Во оваа зона механичкото дејство на водата престанува, освен во случај на подводни струења и затоа овде доминираат разни милови кои се разликуваат претежно по бојата. Тоа се сини, црвени и зелени милови.

Сините милови се карактеризираат со сина боја од присуството на пирит и органски материјал што условува да доминира сината боја. Финозрнестите глинести честички содржат незначителни примеси од калцит кој влегува во состав на скелетите на многу ситни планктонски организми. Сината боја на овие седименти укажува дека нивната седиментација се врши во редукциона средина, каде отсуствува кислородот. Тоа условува истите да имаат специфичен мирис на сулфурводород. Континенталниот отсек, од каде почнува да се таложи синиот мил, се карактеризира со брза седиментација на териген материјал кој се менува со фин мил. Горниот слој на синиот мил поради присуството на оксидно железо има црвенкаста боја, која спрема подлабоките делови се менува во сина боја. Во синиот мил околу 97 % се присутни глинести честички. Сините глини го покриваат дното на батијалната област во морињата и океаните, но понекогаш тие настануваат и на поголеми длабини, до 5 000 m.

Црвениот мил е многу помалку распространет од претходниот. Составот на овој мил е многу слично на претходното. Се состои од фини глинести честички со примеси на минерални зрна (претежно кварц) и доста органоген калцит. Бојата му е црвена, кафеава или жолта и е поврзана со големото присуство на оксиди на железо. Црвената глина површински е поврзана со оние делови на континенталната падина (со батијалната зона) каде продираат утоките на големите реки (како

Амазон, Јанцекјанг, Хоангхо и др.), бидејќи материјалот од кој е настанат црвениот мил се внесува од реките кои течат низ терени што се богати со продукти од латеритска изветреност.

Зелениот мил е распространет во највисоките делови на континенталната падина (во батијалната област). Овие наслаги се релативно покрупнозрнести, претставени со песокливо-глинести наслаги. Тие претежно се распространети помеѓу континенталната падина и шелфот, а понекогаш се распространети и во делови од шелфот. Тие почнуваат да се појавуваат на длабочина од 80-100 m, но може да се сретнат и на длабочина од 2 300 m. Зелената боја ја добива од присуството на глауконит, кој настанува на морското дно со распаѓање на зрна претставени од алумосиликатни минерали или доаѓа од копното како **дисперзија** во водата. Често пати во овие наслаги се присутни и талози од фосфорити. Понекогаш овие глини содржат и до 30 % CaCO_3 . Тогаш тие претставуваат карбонатни глини.

Абисална зона. Оваа зона ги опфаќа најдлабоките делови на океанското дно од преку 2 000-3 000 m, па се до 5 000-6 000 m и поголеми длабочини во океаните. На овие длабочини, поради природните услови, животот е многу ограничен. Доминантни наслаги се пелашките кои настануваат како последица на изумирање на планктоните и организми кои лебдат во површинските слоеви на водата на океаните. Тие претставуваат 2/3 од наслагите кои настануваат од организмите, додека во помал дел се застапени нектонски и бентоски организми, а исто така и од друго потекло, како што е вулканска пепел, еолска прашина и др. Во оваа зона седиментацијата се врши многу споро, а талозите се претставени со најфин мил.

Според составот, пелашките седименти можат да бидат карбонатни (глобигерински, птероподски и коколитски) и силициски (црвена глина, радиолариски и дијатомејски) мил.

- **Глобигеринскиот мил** претставува еден од вариететите на фораминиферите, односно се состојат од здробени и ситни парчиња од планктони, фораминифери кои припаѓаат на родот **глобигеринида**. Присутни се остатоци и од други организми и многу малку териген материјал. Во аридните климатски зони присуството на CaCO_3 достигнува и до 89-99 %. Овие седименти во океаните се најраспространети и заземаат околу 34,5 % од океанското дно, но најшироко се застапени во тропските и суптропските зони. Глобигеринскиот мил е распространет на длабина од 2 000-3 000 m до 4 000-4 700 m. На поголеми длабочини, студените океански води не се заситени со CaCO_3 , бидејќи карбонатните лушпи (парчиња) од планктоновидните фораминифери се раствораат и не можат да се таложат на дното. Растворањето на карбонатите е особено изразено на длабочина околу 4 500 m. Под оваа критична длабочина на глобигеринските талози, се врши седиментација на кременести (силициски) и полигени наслаги. Глобигеринските

наслаги (седименти) претежно имаат светла - бела, розова или кремova боја. Најчистите партии од бела боја се претставени со креда (за пишување) во чиј состав CaCO_3 е околу 50 %, помалку SiO_2 и делумно хидратни алумосиликати.

Во зависност од доминантната улога на карбонатните остатоци во составот на карбонатните милови се издвојуваат: птероподски и коколитски милови. Во првиот случај, покрај останатите организми во најголема мера се застапени остатоци од планктонски полжави-птероподи, додека во вториот случај од изумрените микроорганизми доминираат остатоци од групата протозоа - флагелата, односно коколити.

Меѓу силициските милови, како седименти на најдлабокото океанско дно, се издвојуваат: црвени океански глини, радиолариски мил и дијатомејски мил.

- **Црвената океанска глина** (или црвен длабокоморски мил) е вис-тински длабоководен седимент. Таа зазема огромни површини од дното на океаните и е поврзана со нивните најдлабоки делови околу 4 000-5 000 m.

Во влажна состојба таа има кафеава, чоколадно кафеава или сиво кафеава боја. Оваа океанска глина е претставена со најситни глинести честици, односно пелитската фракција изнесува 70 % од овие наслаги. Во составот се присутни железни и мангански соединенија. Според настанокот тие се полигенетски наслаги. Во таложењето учествуваат нерастворливи делови од скелетите на фораминиферите, фини глинести и колоидни честички внесени од реките и разнесени од морските струи, еолска прашина, теригени честички пренесени од ајсберзите, кои се паднати на дното со нивното топење, потоа вулканска пепел настаната од активноста на вулканите како на копно, така и во океаните и метеорска прашина и делумно нерастворени остатоци од организми (заби од ајкули, потоа од закостенети делови на китови и др.).

- **Радиоларискиот мил** настанува со таложење на скелети од изумрени радиоларии, кои се од силициски состав. Во него карбонатот (CaCO_3) е застапен околу 2 % и малку алумосиликати и железо. Радиоларискиот мил е распространет во најголемите морски длабочини, 4 500 до 8000 m, односно под критичната длабочина над која се таложат карбонатните (фораминиферни) милови, каде радиолариите се многу малку застапени. Радиолариските милови се присутни во приекваторијалниот појас на Индискиот и Тихиот океан, каде топлиите води претставуваат соодветни услови за развој на радиолариите, а големата длабочина на океанското дно не дозволува да се таложат карбонатни планктонски организми. Вкупната површина од дното на океаните во која се таложат радиолариски милови изнесува 1.7 %.

Со премин на овие наслаги во карпа (дијагенеза) настануваат опалот, кремен-рожњак, силициска карпа, со темна боја, од присуството

на оксид на железо радиоларит, јаспис, како и лидит (богат со ситни парчиња од скелетите на радиолериите).

- **Дијатомејските милови** се пелашки наслаги кои настануваат во многу поладни морски води, особено околу Антарктикот и северните делови на Тихиот океан. Тие се главно изградени од силициски скелети на алгите-дијатомеи и од аморфна силициска материја. Освен тоа, во нив учествуваат и силициски скелети од други планктонски организми (радиоларии), глинести честички и многу малку карбонатна материја. Во поларните области тие се наоѓаат на длабочина од 1 000 до 5 500 m. Вкупната површина на распространување на дијатомејскиот мил зазема околу 23 милиони km² или околу 8 % од површината на дното на океаните.

Површинско распространување на различни типови на наслаги. Извршените анализи на површинаската застапеност на различни типови на наслаги на дното на океаните покажува дека тие се нерамномерно застапени. Така на пример, околу 2/3 од дното на Атлантскиот океан е покриено со карбонатни органски милови, а само 1/4 со црвена оксидна глина (табела XII).

Табела XII. Површинска распространетост на различни типови на наслаги во одделни океани (во %)

Типови на наслаги	Тихи Океан	Индиски Океан	Атлантски Океан
Карбонатни органогени милови (фораминиферни и др.)	36.2	54.3	67.5
Силикатни органогени милови (дијатомејски и радиолариски)	14.7	20.4	6.7
Црвена океанска глина	49.1	25.3	25.8

Сликата на Индискиот океан е слична. Таму доминира карбонатниот мил (повеќе од 50 %), но се зголемува улогата на силикатните наслаги (пред сè во вид на дијатомејски милови). Разликата е многу голема во Тихиот океан, каде скоро 50 % од наслагите се претставени со црвена длабокоморска океанска глина.

Дебелината на седиментниот слој на дното на океаните е варијабилна и се менува од 0 до 2-3 km. Таа зависи, пред сè, од климатската и вертикална зоналност на седиментацијата. По правило, релативно подебели се наслагите во хумидните области, а потенки се во аридните. Така, во Тихиот океан талозите на дното на океанот во северните делови достигнуваат дебелина околу 800-1 000 m, додека во аридната зона дебелината не е поголема од 50-100 m. Аналогна е сликата во Атлантскиот и Индискиот океан каде дебелината на наслагите достигнува до 1 000-2 000 m, понекогаш и повеќе во хумидните делови. Во

Индискиот океан, Бенгалскиот и Арабискиот залив дебелината достигнува и до 2 500-3 000 m.

Во зависност од релјефот на океанското дно, особено во средишните океански гребени, талозите се подебели во океанските бразди, додека во издигнатите делови тие отсутствуют. Издигнатите делови се подложни на испирање на подводната абразија. Во длабоководните бразди дебелината на седиментите е доста голема, така што покрај браздата во Пуерто Рико (Тихи океан) дебелината достигнува до 4 000 m.

1. СЕДИМЕНТНИ НАСЛАГИ И СЕДИМЕНТНИ КАРПИ

1.1. ОПШТИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА СЕДИМЕНТНИТЕ КАРПИ

Честичките настанати со разрушување на карпестите маси од кои е изградена земјината кора поврзани со физичките, хемиските и органогените процеси, а во меѓусебно дејство на атмосферата, хидросферата и биосферата и кои се таложат во различни водени средини или на површината на Земјата, но сепак не се консолидирани, се познати како седиментни наслаги, односно седименти. Посебна група на седименти претставуваат пирокластичните продукти настанати од цврстите честички исфрлени од вулканите (вулканска пепел, песок, ла-пили, бомби).

Помеѓу седиментните наслаги и седиментните карпи нема некоја изразена граница, бидејќи многу неврзани седиментни наслаги, како што се чакалите, песоците, дробината, неврзаните вулканогени наслаги, истовремено се третираат и како седиментни наслаги или седиментни карпи. Многу од седиментните наслаги кои се таложат на дното на водените басени и покрај тоа што служат како материјал за создавање на седиментни карпи, во првиот стадиум не претставуваат карпи, туку талози, разни милови или карбонатен органско тие. Процесите на формирање карпи од дадените наслаги се долготрајни и нивното претворање во карпи се врши под дејство на притисоци од слоевите што ги прекриваат и од промените на термодинамичките услови. Овие процеси на формирање на карпи од седиментните наслаги се познати како дијагенеза (грчки *diagenesis*-преобразување).

Процесите на дијагенеза се манифестираат во згуснување на талозите во дехидратација (понекогаш со хидратација), со различни редукциони и оксидациони услови, распаѓање на мртвите организми итн. Хемиските промени обично се поврзани со дијагенеза со учеството на микроорганизмите.

Преобразбата на талозите почнува уште во времето на седиментацијата, но со различна брзина. Така, некои карбонатни талози многу брзо се преобразуваат (се скаменуваат), додека во други случаи тие процеси на преобразба се многу долготрајни (на пример, камбриските сиви глини во околината на Санкт Петербург и покрај тоа што нивната старост е околу 500 милиони години, се слабо променети).

Минералите кои се појавуваат за време на дијагенезата, ни даваат можност да го оцениме хемискиот режим на басенот. Така, присутвото на сидерит и пирит ни укажуваат на редукциона средина, хидроксидите на жлезото на кисела средина, додека калцит, доломит и монтморилонит ни укажува на алкална средина.

Процесот што се одвива во најгорните делови на седиментите (талози) во времето на нивното таложење и во првиот стадиум на нивниот развиток, се вика сингенеза (прв стадиум на дијагенеза). Дијагенезата настапува со прекривање на постојните талози со помлади, така што постарите слоеви ја губат врската со средината во која се наталожиле. Под тежината на постарите слоеви талозите се згуснуваат и се губи дел од водата и кислородот. Во овој стадиум настанува значајна промена на седиментите: се менува минералниот состав, се зголемува цврстината и се појавуваат нови структури. Брзината на процесите е поврзана од самиот состав на наслагите.

2. ПОТЕКЛО НА СЕДИМЕНТНИОТ МАТЕРИЈАЛ

Во зависност од тоа од што се настанати седиментните наслаги, тие се делат на: теригени, вулканогени, магматски и вонземски (космички).

Теригени наслаги. Во оваа група влегуваат сите наслаги настанати од материјалот што се формира на копното. Овие наслаги се состојат како од цврсти честички, така и од хемиски наталожена материја (карбонати, оксиди на железо и манган, фосфати, натриум хлорид-сол за готвење, нитрати и др.). Некои неоргански наслаги кои се таложат од раствори тешко може да се разликуваат од аналогните наслаги од биохемиско потекло. Теригениот материјал, како во цврста форма, така и во раствори, настанува како резултат на изветрувањето и испирањето на карпестите маси од различен состав.

Наслаги од органско потекло. Меѓу овие наслаги се разликуваат два типа: едните се изградени (претставени) од делови од скелети на организми како што се школки, лушпи од полжави, коски од заби или од цврстите обвивки на најпростите организми од безр'бетниците. Овие наслаги се претставени од калциум карбонат и магнезиум карбонат, фосфати и оксиди на железо и кварц. Вторите се органогени наслаги кои се состојат од јаглородна материја настаната од растенијата. Овие наслаги потекнуваат со делумно распаѓање на растителни остатоци.

Наслаги од вулканско потекло. Тие се состојат од материјал настанат при дејството на вулканите, што се таложи во форма на слоеви наталожени на копно или во водена средина. Тие се изградени од вулканска пепел, прашина или покрупни честички, а понекогаш се настанати како продукти на испирање на потоците од лава. Материјалите од вулканско потекло обично се мешаат со парчиња од териген материјал. Понекогаш на големи растојанија од вулканските центри се присутни слоеви од променета вулканска пепел позната како бентонит кој обично се пресликува со слоеви од териген материјал.

Наслаги од магматско потекло. Овие наслаги се поврзани со дејството на термалните раствори кои во форма на суспензии и раствори изнесуваат (таложат) материјал донесен од длабините на магматските жаришта. Тие по својот пат вршат и растворање на карпите низ кои минуваат каналите на овие термални извори и гејзери.

Наслаги од космичко потекло. Овој материјал доаѓа од космосот, пред сè од распаѓањето на метеорите кои минат низ земјината атмосфера. Овие космички честички претставуваат многу ситни прашкасти честички. Поголеми парчиња на метеорити се среќаваат поретко.

3. КЛАСИФИКАЦИЈА НА СЕДИМЕНТНИТЕ КАРПИ

Геолошката литература обилува со бројни класификации на седиментните карпи, кои се дадени според нивната гранулација, состав и потекло, од кои ние ја користиме класификацијата на М. С. Швецов (рус. седиментолог), кој меѓу овие карпи ги издвојува следните групи: кластични, глинести, хемиски и органогени.

Кластичните наслаги се делат во зависност од големината на парчињата на: грубокластични кои се изградени повеќе од 50 % од парчиња и зрна поголеми од 1 mm во пречник; песочни седименти кои се состојат една половина од зрна со димензии од 1 до 0.1 mm и алевритски седименти (карпи) со големина на зрната од 0.1 до 0.01 mm. Кај грубокластичните карпи се зема во предвид не само големината на зрната туку и нивната форма.

Кластичните карпи можат да бидат во растресита состојба (неврзани) и цементирани. Во цементираните карпи се зема во предвид како составот на парчињата и нивниот однос, така и составот на цементната маса. Потоа се изучува односот помеѓу цементната маса и парчињата. Ова се изучува со соодветни оптички методи кои се предмет на седиментната петрографија.

Текстурите на кластичните карпи можат да бидат неориентирани или масивни, слоевити и флуидни. Масивните, неориентирани текстури се карактеристични доколку парчињата во карпата не се ориентирани. Тие се настанати во време на брза акумулација на кластичен материјал со постојано заматување. Слоевитата структура е карактеристична за карпите во кои кластичните зрна се ориентирани и се карактеризираат со градација (од покрупни кон поситни прослојци), кои се разликуваат по својот состав и по димензиите на кластитите. Во зависност на односот на слоевите, слоевитоста може да биде паралелна, косовидна (коса), брановидна и мешана. Во случај на присуство на свлечишта или други деформации кои ја нарушиле примарната слоевитост, истата може да има многу сложена форма (ушкрилена и др.).

Кластичните карпи - псефити (грчки pserphos-камче) настануваат со процесите на изветрување, разрушување и ситнење во природни услови на масивните карпести маси и нивно транспортирање и преталожување. Кластичните карпи се разликуваат по големината на парчињата, според нивната форма, а исто така и по карактерот на цементната маса.

Табела XIII. Типови на грубокластични карпи

Димензии на парчињата	Неврзани		Цементирани	
	необработени (ребрести, кошкасти)	со овални форми	необработени (кошкасти)	со овални форми
10 cm до 10 m и повеќе	блокови	бајки	блоковска бреча	груб конгломерат со бајки
1 до 10 cm	дробина	чакал	бреча	чакалест конгломерат
1-2 до 10 mm	ситна дробина	ситен чакал	бреча	ситнозрнест конгломерат

Од табелата XIII се гледа дека грубокластичните карпи можат да бидат како растресити (неврзани), така и цементирани. Според формата на парчињата тие се делат на необработени (ребрести) и овални (обработени). Овалната форма укажува на релативно поголем транспорт на теригените честички од местото на нивното разрушување до местото на преталожувањето. Цементираните групи од псефитите се претставени со бреча и конгломерати.

Конгломератите претставуваат карпи кои се составени од овални форми на облитоци, чакали и кои за време на дијагенезата се цементирани (претежно со песоклив цемент). Тие можат да имаат пролувијално, алувијално и друго потекло во континентални услови, исто така тие се формираат во крајбрежните морски и езерски басени.

Бречата е изградена од неовални, ребрести парчиња од различни карпи. Тие се настанати во непосредна близина на разрушување и изветрување, а се формираат и од сипари или од материја од повремени поројни дождови.

Песочниците (псамитските карпи) се најчесто претставени со неврзани типови-песоци и цементирани песочници (грч. psammos-песок). Во зависност од големината на зрната тие се делат на крупно, средно и ситнозрнести вариетети.

Составот на песоците и песочниците може да биде мономинерален, олигомиктен и полимиктен. Во мономинералните песоци и песочници во составот доминираат зрна од кварц (до 95 %). Ако во овие песочници цементот е исто така од кварц, тие се издвојуваат како седиментни кварцити или кварцитски песочници. Во групата олигомиктни песочници покрај присуството на кварц, до 20 % присуствуваат и фелд-

спати. Цементот може да биде различен. Освен фелдспати, може да се присутни во незначителна количина и минерали од лискуни, амфиболи, хлорит и др. Полимиктните псамитски карпи се изградени од два или повеќе минерала, кои се застапени во различни кличини. Во овие псамитски вариетети зрната обично се ребрести (не се овални). Меѓу нив се издвојуваат аркозни и граувакови песочници. Аркозните песочници се составени од кварц и ортоклас, при што обично кварцот доминира. Во нив се присутни парчиња од разни метаморфни карпи, минерали од лискун и амфибол. Цементната маса е обично полиминерална, со присуство на минерали од кои се состои карпата, а исто така содржи глиновита железовидна и карбонатна материја. Грауваките се изградени од разни ребрасти зрна од кварц (25-59 %), фелдспати (15-25 %), лискун и зрна од различни карпи цементи-рани со глинеест цемент. Цементната маса е скоро од ист состав како и зрнеестата маса.

Табела XIV. Типови на песочни и алевритски карпи

Група	Големина на зрната	Неврзани	Цементирани
песочни карпи (псамити)	крупнозрнести (1-0.5 mm)	крупнозрнести песоци	крупнозрнести песочници
	Среднозрнести (0.5-0.25 mm)	среднозрнести песоци	среднозрнести песочници
	ситнозрнести (0.2-0.1 mm)	ситнозрнести песоци	ситнозрнести песочници
алевритски карпи	0.1-0.01 mm	алеврити	алевролити

Алевритски карпи. Во нив влегуваат неврзаните алеврити и цементираните карпи, алевролити, во кои зрната варираат од 0.1 до 0.01 mm. Од присуството на примеси тие се издвојуваат како: псефитски алевролити, псамитски алевролити, глинеести алевролити итн.

Според минералниот и гранулометрискиот состав, со алевролитските наслаги се многу блиски наслагите познати како лес, кои имаат сиво-жолта боја и се сотојат од прашиности честички (0.05-0.005 mm) и незначително количество на глинеести честички (помали од 0.005 mm). Доминираат честички од кварц, а се присутни фелдспати, лискуни и честички од каолинит и монтморилонит. Понекогаш во нив е присутна и карбонатна материја во форма на ситни грутчиња.

Глини (пелити). Оваа група на седиментни карпи претставува преоден тип помеѓу теригените (кластичните) и хемиските типови. Глините (грчки pelos - глина) порано ги вбројувале во групата на кластичните седименти. Меѓутоа, според минералошкиот состав тие се

разликуваат од типичните кластични седименти, не само според големината на честичките (зрната) кои се настанати од хемиското изветрување, туку и со присус-твото на материја настаната од раствори, односно од нивната седиментација. Повеќе од 30 % од честичките во глините се поситни од 0.001 mm, а останатите не се покрупни од 0.001 mm. Со дијагенезата глините пре-минуват во глинци, а со метаморфните процеси тие преминуваат во шкрилци и лилити или глинесто-лискунски шкрилци.

Глинестите наслаги во својот состав вклучуваат различни глинести минерали-каолинит, монтморилонит (монтморилонотски глини) и други хидролискунски минерали. При натопување со вода глините прават пластично тесто и при сушењето ја зачувуваат направената форма, а со печење добиваат цврстина на камен. Во зависност од примесите од оксиди на железо или органска материја може да имаат црвена, односно кафеаво-темносива боја, а без примеси тие се претежно со бела боја (чисти каолински глини).

Глинестите наслаги се класифицираат во зависност од минералниот состав, пластичноста, степенот на згуснување (набивање) и др. Според составот, глините можат да бидат мономинерални и полиминерални.

Мономинералните глини во својот состав содржат претежно еден минерал, кои во природни услови се среќаваат многу ретко. Тие обично содржат и други минерали, кои се застапени поретко. Меѓу овие глини се: каолинските, монтморилонитските и хидролискунските глини. Каолинот ($\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$) се карактеризира со бела боја, со лизгава (мастна) површина на допир и скриено кристална структура. Каолинот е прашковиден и густ (збиен) со тврдина 1, густина 6 g/cm^3 , значително впира вода, а во влажна состојба се карактеризира со висока пластичност. Каолинските глини се огноотпорни, се користат во керамичката индустрија, за огноотпорни елементи, потоа во индустријата за гума, за сапун, за хартија и други гранки во индустријата.

Полиминералните глини се состојат од два или повеќе минерали. Тие се широко распространети и во нив се вклучени голем број на градежни глини и други (во грнчарството).

3.1. СЕДИМЕНТНИ НАСЛАГИ (КАРПИ) ОД ХЕМИСКО И ОРГАНСКО ПОТЕКЛО

Во оваа група на седименти влегуваат наслаги настанати во водена средина или на копното, како резултат на дејството на различни хемиски процеси и активност на организмите и растенијата. Хемиските и органогените седименти се класифицираат пред сè врз база на нивниот минерален и хемиски состав.

Варовниците се седиментни наслаги (карпи) кои се составени претежно од калцит. Во нив често пати се присутни примеси од доломит, песокливи и глиновити честички. Чистите варовници се таложат во релативно мирна средина, во топла и плитководна средина блиску до копното. Варовниците бочно со збогатување со глинеста материја преминуваат во глинести варовници, а доколку е присутен песоклив материјал тие се песокливи.

Во чистите варовници, примесите од друга материја може да достигнат до 5 %. При зголемување на доломитската компонента од 5 до 25 % варовникот станува доломитски, а со негово зголемување од 25 до 50 % станува доломитски варовник, односно доломит доколку калцитската и доломитската се околу 50 %. Присуството на глиневата компонента во варовниците од 5 до 25 % ги издвојува како глинести, додека ако присуството на глина е повеќе од 25 %, тогаш тие се издвојуваат како лапорци (лапоровити варовници). Присуството на кремен (силикат) повеќе од 15 % условува варовниците да се издвојуваат како силикатни (кременовидни) варовници.

Варовниците се карактеризираат со различни бои во зависност од присуството на различни примеси. Чистите варовници се обично бели, потоа жолто-сиви, сиви во различни нијанси, па сè до црни. Тие обично се распознаваат по дејството на слаба хлорна киселина која условува вриење на површината на варовниците.

За варовниците е карактеристична ситнокристална и ситнозрнеста структура, а исто така и органогена. Кристалесто зрнестата структура во зависност од големината на зрната на калцитот се дели на: крупно, средно и ситно зрнеста структура, а ако не е воопшто искристализирана се издвојува пелитоморфна или скриено кристалеста структура.

Органогените варовници, кои се изградени од карбонатни скелети од различни изумрени организми, се издвојуваат според видот на скелетите на самите организми. Нивната структура има неколку вариетети и тоа: сопствено органогена, без траги на транспортирање на остатоците од организмите; органогено-кластична, кога органските остатоци се претставени со парчиња и делумно имаат овална форма; детритична, кога варовниците се претставени само со ситни парчиња од органски скелети без присуство на цементна маса.

Варовниците од хемиско потекло настануваат со таложување на калцит (CaCO_3) од водени раствори, во услови на морски и езерски басени, при дејството на подземните води и др. Овие варовници се ситнозрнести, во кои присуството на остатоци од организми е многу редуцирано. Типични претставници на варовници од хемиско потекло се травертините кои настануваат на копно од растворите на термални води. Покрај тоа, во услови на карстификација од растворот на водите во карстните шуплини настануваат сталактити и сталагмити

(бигоровити варовници). Во морски услови типични се оолитските варовници кои настануваат во подвижни води со таложење на калцит околу некои центри на кристализација (прашкасти честички или меурчиња).

Овен тоа, меѓу варовниците се издвојуваат и кластични типови, кои се настанати со преталожување на варовнички парчиња од постара генерација на варовници и цементиран со карбонатен цемент. Меѓу варовничките парчиња понекогаш се присутни и парчиња од школки и од различни скелети од организми. Овој тип на варовници настанува на незнатна длабина, во период на намалена седиментација.

Доломити. Во доломитите се вклучени карбонатни карпи во кои доломитската компонента е присутна повеќе од 50 %. Во доломитите обично има примеси од калцит, гипс, флуорит, кремен (силициум), магнезит, оксиди од железо и други материи кои се тало-жат за време на формирањето на седиментот и за време на дијагенезата. Освен тоа, како примеси може да бидат и псамитски зрна, кварц, фелдспати и др. Надворешно доломитите се слични на калцитските варовници, но тие не реагираат на раствор од слаба хлорна киселина.

За доломитите е карактеристична кристалозрнеста (мозаична) структура и различни реликтни структури кои се зачувани за време на доломитизацијата. Ако во основната ситнозрнеста калцитска маса се присутни новоформирани крупни ромбични кристали од доломити, тогаш структурата е порфиробластична.

Според настанокот, доломитите може да бидат примарни и секундарни. Примарните настануваат или за време на таложење на доломитот во водите на морски заливи и лагуни каде соленоста е зголемена или со процесите на доломитизација (кога карбонатниот талог се заменува со доломитски) за време на дијагенезата. Секундарните доломити настануваат кога веќе формираните варовници (калцитски) се заменуваат со доломитска компонента, во кои се присутни непроменети чисти калцитски варовници.

Лапорците претставуваат седиментни наслаги настанати во морски или слатководни басени. Тоа се преодни типови помеѓу карбонатните и глинестите наслаги. Тие во својот состав содржат 50-80 % калцитска (CaCO_3) компонента или магнезитска (MgCO_3) или тие се во различни соодноси од (20-50 %) глинесто-нерастворлива компонента. Во зависност од тоа кои честички се застапени повеќе, лапорците се разликуваат како песокливи, глиновити, варовнички и доломитски.

Типичните лапорци се однородни, ситнозрнести кои во влажна состојба се карактеризираат со делумна пластичност. Обично се обоени во светли тонови од жолтеникава боја, но може да бидат кафеави, црвени и во други нијанси.

Фосфорити се седиментни карпи што содржат од 12-40 % P_2O_5 кој е вклучен во високо дисперзните минерали од групата на апатит.

Фосфатните минерали во наслагите се присутни во форма на конкреции и цемент што ги соединува зрната на кварц, глауконит и другите минерали од кои е составена карпата. Бојата на чистите фосфорити е бела, но во природата обично е црна или сива, а може да има и други бои. Структурата на фосфоритите може да биде масивна, зрнеста, кавернозно-чакалеста, конгломератична и др, а текстурата е слоевита. Главни типови на фосфорити се: слоевити, конкрециони, зр-нести, школкасти, карстови, пештерски и метаморфозирани. Првите четири типа се настанати на дното на морските басени на длабина од 30 до 300 m. Нивната генеза е претежно биохемиска, а некои се сметаат и за хемиски или биогенски.

3.2. АЛИТНИ И СИАЛИТНИ СЕДИМЕНТНИ КАРПИ

Алитните седиментни карпи се од групата на алуминиумски карпи во чиј состав голема улога имаат слободните алуминиски хидроксида, каде односот на Al_2O_3 / SiO_2 е поголем од 1 (еден), додека ако овој однос е помал од еден, тогаш групата на седиментните карпи се викаат сиалити. Алитите се составени претежно од хидроксида на алуминиум со примеси на хидроксида на железо, аморфна силициска киселина, каолинит, карбонати, а исто така и зрна од кварц, лискун, фелдспати и др. Од алитите најраспространети се латеритите и бокситите.

Латеритите (лат. later-цигла) претставуваат остатоци од продуктите на латеритската кора на изветрување. Тоа се меки или цврсти карпи (наслаги) кои имаат црвена или розова боја. Тие содржат оксиди на железо и алуминиум (80-90 %) и силикат (1-2 %). Тие се користат за добивање на алуминиска и железна руда. Латеритите се формираат при хемиско изветрување на карпи што се богати со алумосиликатни минерали во услови на топла и влажна клима.

Бокситите се хидроксида на алуминиум со примеси на хлорит, пирит, сидерит, титанит и др. и претставуваат главна суровинска база за производство на алуминиум. Тие имаат црвена до кафеава боја. Во случај во бокситите да доминира присуството на железо, тогаш тие се користат за производство на железо. Структурата на бокситите е обично бобичава, во форма на изометрични или елипсоидни топчиња од 1-15 mm. Покрај тоа, изразена е оолитска структура која се карактеризира со концентрична лушпеста форма, со лушпи обоени со потемни и посветли тонови. Дадените структури сведочат за гелните услови на нивното формирање.

Силицити (кремени). Во оваа група на карпи се обединети широко распространети седиментни карпи кои имаат органско и хемиско потекло. Тие се состојат од опал, калцедон и кварц со примеси на глинеста материја, зрнца од песок и глауконит и др.

Силицитите од органско потекло се делат според присуството на организмите од кои тие се настанати. Меѓу нив се: диатомити, радиоларити, спонгиолити и трепели.

Диатомитите се доста широко застапени. Тие се претежно изградени од скелетите на силикатни алги (дијатомеи). Имаат специфична тежина од 0.4 до 0.9 g/cm³ и служат за производство на лесна опека. Диатомитите формираат изразита слоевата текстура. Тие често пати се познати како кизелгур, инфузорна земја и др.

Трепелите се многу меки седиментни карпи. Тие се настанати претежно како хемиски наслаги. Изградени се од ситни опалски зрна. Се карактеризираат со светлосива до жолтеникава боја. Од диатомитите се разликуваат со релативно поголема специфична тежина која варира од 0.5 до 1.27 g/cm³. При дијагенезата на трепелите, односно нивното згуснување, тие преминуваат во опеки кои содржат до 90 % опал. Со метаморфните процеси силикатните карпи преминуваат во рожњаци.

Генезата на многу силикатни карпи не е јасна. Повеќето од нив се настанати во водени басени, така што често пати се преслојуваат со вулкански зеленкасти карпи (лави и туфови). Врската на јасписите и рожњациите со основните ефузивни и нивните туфови укажува на тоа дека материјалот на подводниот вулканизам и поствулканските процеси бил главен извор за формирање на силикатните скелети на организмите.

Минерални соли (сулфатно-седиментни карпи). Во оваа група на седиментни наслаги, настанати со хемиски процеси, се вклучени халоидните и сулфатните соединенија на натриум, калциум, калиум и магнезиум. Меѓу нив најраспространети се: гипсот и анхидритите, камената и калиско-магнезиската сол.

Каустобиолити. Во групата на каустобиолити влегуваат наслаги кои имаат органско потекло и кои претставуваат главна енергетска суровина. Меѓу присутните каустобиолити се присутни хумусни и сапропелски карпи и нафтени битумии. Хумусните наслаги (лат. humus-земја) се претставени со тресет, мрки и камени јаглени, додека како сапропелски (грчки sapros-гнил, pelos-мил) наслаги се сапропелските јаглени и битуминозски шкрилци. Нафтените битумии (лат. bitumen-смола) се состојат од природни гасови, нафта, парафински битумии, асфалти и со нив поврзаните пиробитумии.

Формирањето на јаглените претставува долготраен и сложен процес, а се состои од постепено зголемување на количеството на јаглородот за сметка на останатите главни компоненти од органска материја како што се O, N, H и др.

Промената на растителните остатоци и нивното преминување во јаглени се одвива во два стадиума: најпрво се врши хумификација (формирање на тресет), а потоа јагленизација. За процесите на фор-

мирање на тресет беа изнесени податоци во глава XIV. Јагленизацијата се врши со промена на органската материја со физичко-хемиските процеси кои се условени со зголемувањето на слоевите што ги прекриваат јагленосните слоеви, односно со зголемување на притисокот и температурата. При процесите на јагленизација, тресетот најпрво преминува во лигнити, а потоа во кафеави и црни јаглени чиј краен продукт се антрацитите. Со овие процеси се зголемува содржината на јаглерод за сметка на кислородот, водородот и азотот кои значително се намалуваат (табела XV).

Содржината на гасовите во јаглените се намалува со зголемување на степенот на јагленификација. Така, во тресетот тие изнесуваат до 70 %, а во кафеавите јаглени 45-50 %, во црните јаглени 10-15 %, а во антрацитите е 2.5 %. Во исто време специфичната тежина се зголемува од 0.72 g/cm^3 во тресетот, на $1.36\text{-}1.65 \text{ g/cm}^3$ во антрацитите (табела XV).

Нафтените битумии претставени од гас се составени од гасовити јаглероди од метанскиот ред со општа формула $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$. Најмногу е застапен метанот CH_4 .

Нафтата е составена од течни компоненти на различни јаглеводороди: парафини (од редот на метан), потоа јаглеводороди од редот на нафтата (C_nH_{2n}) и безоловни јаглеводороди ($\text{C}_n\text{H}_{2n-6}$). Освен тоа, присутни се и некои компоненти како што се парафинот, смоли, асфалтот и др. Во зависност од составот на нафтата и наведените елементи, таа се класифицира во различни типови.

Табела XV. Променување на составот на хумусните јаглени со зголемување на степенот на јагленизација (по Л.Б. Рухин)

Типови на јаглени	Содржина во %		
	јаглерод	водород	кислород и азот
дрвесина	50.0	6.0	44.0
тресет	59.0	6.0	35.0
мрки јаглени	70.0	5.5	24.5
црни јаглени	72.0	5.0	13.0
антрацит	95.0	2.0	3.0

Битуминозните шкрилци претставуваат глинести или лапоровити карпи со темно кафеава боја, кои содржат битуминозна материја. Битумиите се извлекуваат со помош на органски растворувачи.

4. ПРЕТСТАВА ЗА ФАЦИИТЕ

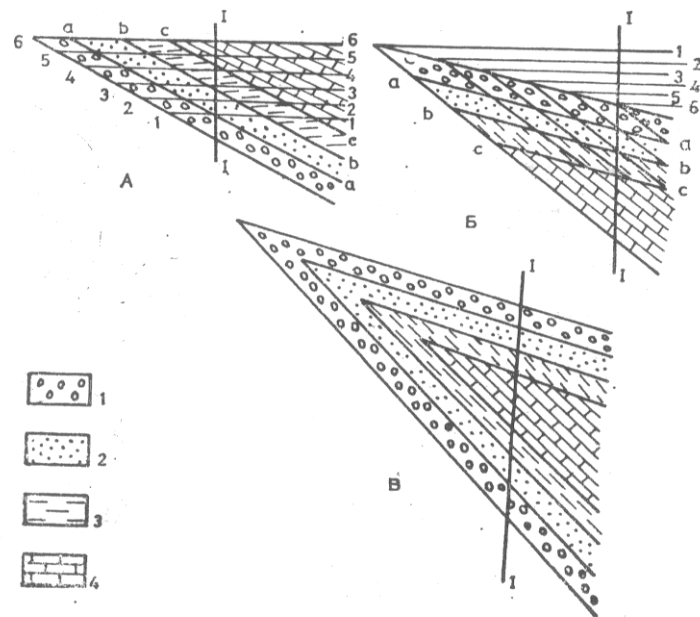
Фацијата во геолошка смисла претставува термин чие примарно значење се состои од изразување на карактеристиките на карпестите маси, кои во различни делови од распространувањето се различни. Така

на пример, се анализира секоја разлика во карпите (општа распространетост, составот или условите на нивниот постанок) на еден дел од карпестите маси во однос на другите делови и нивните промени по површината на нивното распространување. Фациите имаат значење само со компарација со други фации. Познато е дека условите на таложeње меѓу еолските наслаги на пустините и ледничките наслаги (морените), меѓу црвените океански глини и крајбрежните чакали и песоци се во различни физичко-географски услови. Физичко-географските услови ги определуваат условите на таложeње на едни или други седименти кои се карактеризираат со свој состав, структурни и текстурни особини на седиментни карпи. Седиментните карпи не се само минерални агрегати со определен лиотлошки или хемиски состав и физички особини, туку ги одразува физичко-геолошките услови на средината во која тие се настанати. Фациите се делат според локацијата на нивното формирање на: морски лагунски и континентални. Меѓу морските формации се издвојуваат: крајбрежни, плитководни и длабоководни. Меѓу континенталните фации се издвојуваат: фации на копно, фации поврзани со слатководни басени. Фации на копно се пустинските и ледничките, додека слатководни се: блатни, езерски (лимнички) и речни.

Наслагите од една фација се викаат литофација. Геолозите што ги проучуваат терените имаат работа со литофациите, бидејќи проучувајќи ги профилите на карпестите маси не можат директно да ги набљудуваат физичко-географските услови, туку за нивна реставрација може да се заклучи само со проучувањето на литолошкиот состав на карпите и седиментните наслаги, според нивната структура и текстура, потоа според нивната положба во пресеците (профилите) и според составот на органските остатоци, ако такви се присутни во нив.

Според гранулометрискиот состав литофациите можат да бидат: чакалести, пескливи, глиновити и други литофации. Изучувањето на минералниот состав и другите карактеристики на седиментните наслаги даваат можност да ја претпоставиме палеогеографската слика (физичко-географските услови) за условите на седиментација, положбата на терените подложени на ерозија, за далечината на транспортот на седиментите, а исто така и за карактерот на тектонскиот режим на басенот каде се вршела седиментацијата.

Како резултат на промената на тектонскиот режим на басенот (зафатен со тонење или издигање) се врши промена на положбата на фациите и нивните односи помеѓу себе (сл. 74). При трансгресијата морето настапува на копното, додека за време на регресија морскиот брег отстапува, а копното се зголемува.

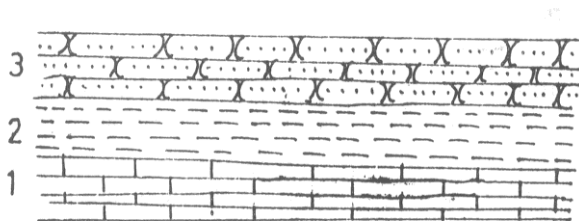


Сл. 74 Преместување на фацијалните зони поврзано со поместувањето на бреговите во басените за време на (А) трансгресија, (Б) регресија и полн седиментационен циклус, прво трансгресија, а потоа регресија (В).
а, б, с - фацијални граници; 1-6 - временски граници на морето; I-I - линија на вертикален пресек. 1- чакал; 2- песок; 3- глина; 4- варовник

1. ВРЕМЕТО ВО ГЕОЛОГИЈАТА И ГЕОХРОНОЛОШКА СКАЛА

Определувањето на времето во геологијата, односно староста на карпестите маси (слоевите) што ги градат горните делови на земјината кора се врши со различни методи. Тие се карактеризираат, пред сè, со анализа на комплекс на остатоците на изумрени организми и растенија што се содржат во нив. За секоја седиментна група соодветствува определена етапа од времето на геолошката историја. Затоа терминот геохронологија се применува во геологијата за означување на времето и редоследот на процесите на формирање на карпите од различна старост од кои е изградена земјината кора. Во геохронологијата се разликува релативна и апсолутна старост.

Релативната геохронологија се состои во определување на релативната старост на карпестите маси. Принципот за определување на релативната старост се сведува на дефинирање на слоевите, кои се постари, а кои се помлади. Овој принцип е многу прост во случај кога слоевите на седиментните карпи се во хоризонтална положба. Тогаш е јасно дека секој слој што прекрива друг слој е погоре и е помлад, така што во геолошките профили помладите слоеви се секогаш погоре (сл. 75).

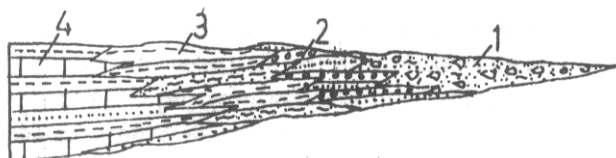


Сл. 75 Пример за определување на релативната старост на слоевите.
Слојот 1 е постар од слојот 2, а слојот 2 е постар од слојот 3.

Ова правило важи и за слоеви кои се дислоцирани и набрани. Во овој случај треба да се реставрира примарната положба на слоевите, да се види што е подина, а што повлата, условите на набирање и други седиментациони процеси, особено ако слоевите се во вертикална или превртена положба. Овој принцип се применува и при дефинирањето на подината и повлатата на лавите кои обично се дискордантно прекриени со седиментни слоеви. Овој фундаментален закон на стратиграфијата, кога слоевите се во хоризонтална положба или се слабо дислоцирани бил востановен од Стано 1769 год.

Во претходната глава беше укажано дека често пати седиментните наслаги латерално се сменуваат во различни фацијални типови со

постепен премин едни во други. На пример, песочниците се менуваат во глини или крајбрежните и алувијални црвено обоени наслаги се сменуваат со морски песочници и глини (сл. 76). Во наведените случаи фацијалните типови на седименти се од иста старост.



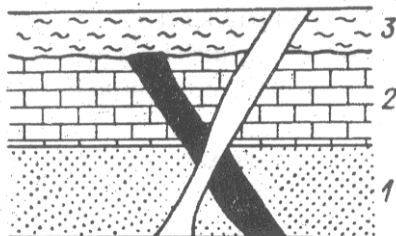
Сл. 76 Фацијални типови на наслаги од иста старост:
1. чакал; 2. услоени конгломерати и песочници; 3. глиновити песочници и глинци; 4. варовници, глинци и песочници.

Релативната старост на карпите во два различни профили може да се одреди со компарација на органските остатоци што се наоѓаат во слоевите (скаменети школки и други форми на коски од животни, отпечатоци од лисја-флора и др.).

Проучувањето на фосилите на фауната и флората покажало дека растителниот и животинскиот свет се приспособувал кон условите на околината што го опкружувале даденото подрачје (регион). Тие во текот на геолошката историја се развивале и се усложнувале. Едни видови животни постоеле во текот на долга геолошка историја. Тоа се долговечни и тие немаат никаква улога во определувањето на релативната старост. Остатоците од организмите (животните) кои имаат ограничено вертикално, а широко географско распространување и се среќаваат во различни делови на земјината кора претставуваат водечки форми на карактеристични фосили. Во последните децении големо значење за стратиграфската корелација има проучувањето на микроорганизми (фораминифери, остракоди, полени и др.) најдени во одделни седиментни слоеви.

Староста на ефузивните карпи се определува врз база на дефинирањето на староста на карпите што се во нивната подина, односно покривните слоеви. Староста на интрузивните карпи се определува врз база на нивните односи со седиментните карпи. Ако интрузивните карпи ги сечат и имаат активен термички контакт со седиментните карпи, тогаш тие се релативно помлади, а ако се прекриени со седиментните карпи, тогаш интрузивните се постари (сл. 77).

Дајкот (црна боја) е помлад од слоевите 1 и 2 од кредна старост, а е постар од слојот 3, додека другиот дајк (светла боја) е помлад од слојот 3 кој е од палеоценската старост.



Сл. 77 Определување на староста на магматските карпи со стратиграфски методи

Апсолутната геохронологија претставува определување на староста на карпите застапени во земјината кора и откривање на геолошките настани по нивниот историски редослед. Определувањето на староста се врши во обични единици на време. За таа цел се користат методите на радиоактивното распаѓање пред сè на радиоактивните изотопи на уран, ториум, рубидиум, калиум, јаглерод и водород (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{87}Rb , ^{40}K , ^{14}C , ^3H). За некои специјални цели исто така се применуваат и други изотопи од овие методи и тие постојано се усовршуваат.

Радиоактивните изотопи (радиоактивно полураспаѓање) претставуваат атомски часовници во кои е фиксирано времето од почнувањето на постанокот на кристализацијата на минералите. Сумарни значења на периодите на полураспаѓање и некои други податоци за наведените изотопи се прикажани во табелата XVI.

Табела XVI. Радиоактивно распаѓање

Примарни изотопи	Емисија	Краен продукт	Период на полураспаѓање во милијарди години
^{238}U	$8\alpha+6\beta$ +енергија	^{206}Pb	4.468
^{235}U	$7\alpha+4\beta$ + енергија	^{207}Pb	0.7038
^{232}Th	$6\alpha+4\beta$ + енергија	^{208}Pb	14.008
^{87}Rb	1β + малку енергија (зафаќање на електрон)	^{87}Sr	48.8
^{40}K	бета зрачење	^{40}Ar	1.30
^{14}C	бета зрачење	^{14}N	1.30
^3H	1 неутрон	^2H	околу 5 730 год. околу 12.5 год.

Ниту еден од долготрајните изотопи што се користат во праксата прикажани во претходната табела, не исчезнал на полно, а изотопите ^{14}C и ^3H постојано се обновуваат во горните слоеви на атмосферата.

Методите уран-олово и ториум-олово се состојат во тоа што еден од изотопите на ^{238}U се распаѓа минувајќи низ стадиуми на неколку нестабилни елементи (вклучувајќи радиум до ^{206}Pb). Со период на

полураспаѓање од 4 468 милиони години, еден грам на ^{238}U за 1 000 милиони години се претвора во 0.116 g ^{206}Pb , а останува 0.865 g од ^{238}U . За 2 000 милиони години настанува 0.216 g ^{206}Pb и 0.747 g ^{238}U и т.н. Овој процес се одвива со намалување на општата тежина и двете компоненти заедно тежат помалку од 1 g. Губењето на тежината е поврзано со излучувањето на атомите на хелиум (кои содржат 2 протона и 2 неутрона), а дел од масата се губи на енергијата на излучување.

Калиум-аргон методот има голема примена при определувањето на апсолутната старост на карпите. Со овој метод се изучуваат односите на аргон (^{40}Ar) и изотопот на калиум (^{40}K). При распаѓањето на калиевите минерали, околу 12 % од атомите преминуваат во аргон, а останатите 88 % од атомите на калиум (^{40}K) преминуваат во изотоп на калциум (^{40}Ca). Губењето на аргон во минералите, благодарение на нивната кристална збиена форма практично отсуствува. Затоа определувањето на староста со овој метод е многу точна. Со овој метод може да се определи не само староста на одделни радиоактивни минерали, туку и на карпите кои при земањето на проби треба да бидат соодветно одбрани.

Главниот проблем на K/Ar методот е во губењето на аргонот (од местото на неговото формирање) во услови кога доаѓа до загревање на карпите со нивното тонење на длабочина или со втиснување на интрузија во негова близина. Во тој случај, староста добиена со овој метод може да одговара не на времето на настанување на карпата, туку соодветствува само на времето на термичката обработка, кога се подновени K/Ar процесите. Затоа земањето на проби од карпи кои претрпеле термички измени во повеќе фази треба да биде доста добро документирано и во поголем број.

K/Ar методот се користи за дефинирање на староста на карпите од 100 илјади до една милијарда години. Заедно со другите методи во голем степен служи за компарација и корелација на староста на скала-та на геолошката историја.

Методот Rb/Sr е аналогна на K/Ar методот. Во овој случај еден од изотопите на рубидиум (^{87}Rb) се распаѓа со константна брзина и преминува во стабилен ^{87}Sr . Во овој случај односите на тежината на овие изотопи може да се користи за определување на староста на минералите и карпите. Рубидиум, по правило, присуствува во расеан облик во минералите што содржат калиум, како што се лискуните и калиските фелдспати.

Примената на овој метод има доста недостатоци, бидејќи стронциумот е широко застапен во природата и има различно потекло.

Радио-јаглероден метод, се базира на распаѓањето на радиоактивниот јаглерод (^{14}C) кој влегува во состав на органските остатоци. Со овој метод може да се определи староста на младите седиментни карпи со органски остатоци чија старост не преминува 50 000 години. Ова се

должи на содржината на примарниот јаглерод ^{14}C чија содржина во постарите органски остатоци исчезнува.

Радиоактивниот јаглерод (^{14}C) настанува во горните слоеви на атмосферата при некои атомски реакции кои се условени од ударите на космичките зраци. Како резултат на тоа, атомот на азотот (^{14}N), кој е најраспространет во атмосферата, дополнителен неутрон, излачува (зрачи) протон и на крај преминува во радиоактивен јаглерод (^{14}C). Радио-јаглеродот оксидира во CO_2 , се распространува во воздухот, а од воздухот се апсорбира од растенијата, а од нив преминува и во животните. За животот, организмите постојано вршат размена на јагленородниот диоксид што се содржи во атмосферата, се подржува рамнотежата на постојаниот однос на радио-јаглеродот со обичниот изотоп на јаглерод (^{12}C). Кога организмите ќе изумрат, се прекратува размената и органскиот радио-јаглерод преминува во азот и почнува времето на распаѓање. Количеството на ^{14}C постепено се намалува со период на полураспаѓање кој изнесува $5\,530 \pm 40$ години.

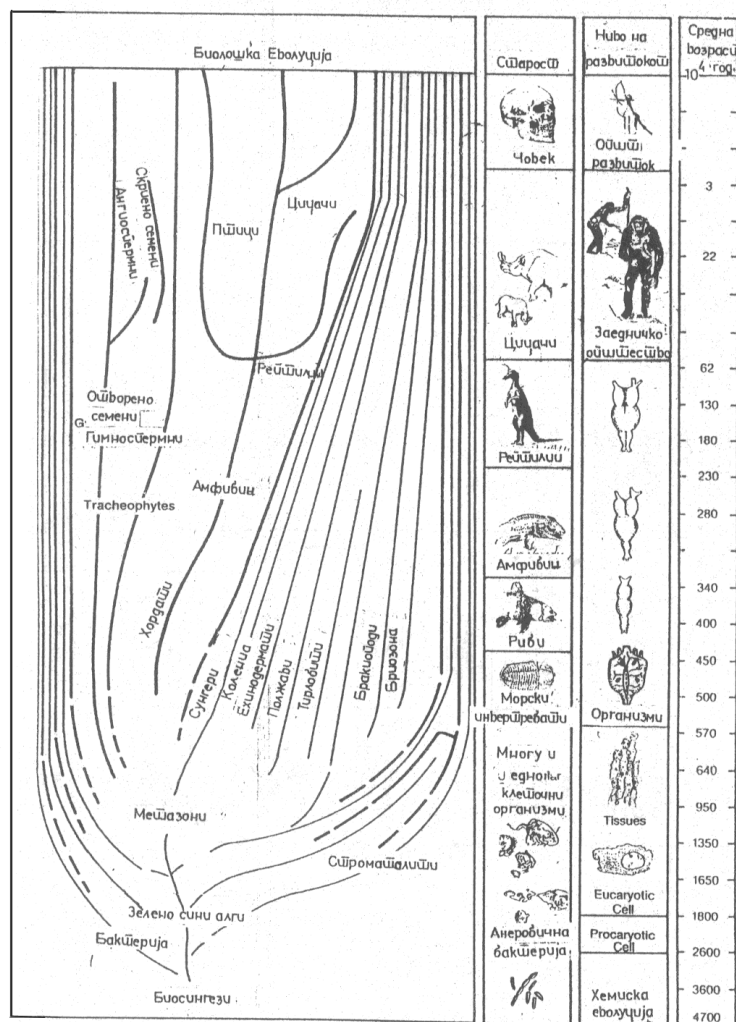
Со примена на горенаведените методи за определување на апсолутна старост на карпите познати на Земјата, констатирани се најстари карпи од 3.8 милијарди години (Гренланд, Австралија и други локалности), потоа Валтијскиот и Украинскиот Штит до 3 500 милиони години, додека во некои метеорити староста е определена на 4.7 милијарди години. Староста исто така е определена и во некои примероци од Месечината. Се смета дека Сончевиот систем е стар околу 5 милијарди години.

2. ГЕОХРОНОЛОШКА ТАБЕЛА

2.1. СКАЛА НА ГЕОЛОШКОТО ВРЕМЕ

Врз база на палеонтолошките и стратиграфските методи, седиментните карпи и поврзаните со нив магматските и метаморфните карпи се поделени во низа стратиграфски единици. Меѓу нив како најкрупни единици се групи, кои претставуваат најкрупни комплекси на карпести маси кои се карактеризираат со различни типови на остатоци од организми. Во најстарите наслаги од архајската група до денес не се најдени некои органски остатоци, а помладите групи се карактеризираат со свои органски остатоци. Секоја помлада група се карактеризира со појавување на нови типови и класи на повисоко развиени организми (животни и растенија) кои ги заменуваат (делумно или целосно) постарите претставници на органскиот свет. Времето во кое се формира одделна група на карпести маси (комплекси) се издвојува како ера.

Групите од литолошките комплекси се делат на помали единици познати како системи. Секој систем се карактеризира со појавување на нови класи на животни и растенија (табела XVII, сл. 78) кои се настанати со развитокот на формите кои постоеле порано, додека еден голем дел се изумрени. Карпестите маси кои влегуваат во одделни системи не се строго истородни со групите. Тие често пати се издвојуваат по одделни региони кои во прво време се карактеристични за територијата на Европа (девонски систем според подрачјето Девон во Англија, перм според истоименото подрачје во Русија и т.н.). Времето кое го карактеризира настанувањето на одделен систем се издвојува како период.



Сл. 78 Биолошка еволуција на Земјата

Табела XVII. Геохронолошка поделба

Еон	Старост млн. год.	Ера Група	Период Систем	Епоха Оддел
Ф А Н Е Р О З О И К	65 ± 3	Кено- зојска (Кено- зоик) Kz	Квартер-Q Квартерни	Современ-Q ₄ Горен кварталер-Q ₃ Среден кварталер-Q ₂ Долен кварталер-Q ₁
			Неогенски Неоген-N	Плиоцен (горен) N ₂ Миоцен (долен) N ₁
			Палеогенски Палеоген-Pg	Олигоцен (горен) Pg ₃ Еоцен (среден) Pg ₂ Палеоцен (долен) Pg ₁
	230 ± 10	Мезо- зојска (Мезо- зоик) Mz	Креден-K	Горна -K ₂ Долна -K ₁
			Јурски Јура-J	Горна јура-J ₃ Средна јура-J ₂ Долна јура-J ₁
			Тријаски Тријас-T	Горен тријас-T ₃ Среден тријас-T ₂ Долен тријас-T ₁
	570 ± 30	Палео- зојска (Палео- зоик) Pz	Пермски Перм-P	Горен перм-P ₂ Долен перм-P ₁
			Карбонски Карбон-C	Горен карбон-C ₃ Среден карбон-C ₂ Долен карбон-C ₁
			Девонски Девон-D	Горен девон-D ₃ Среден девон-D ₂ Долен девон-D ₁
			Силурски Силур-S	Горен силур-C ₂ Долен силур-C ₁
			Ордовициум-O	Горен ордовик-O ₃ Среден ордовик-O ₂ Долен ордовик-O ₁
			Камбриум-Cm	Горен камб.-Cm ₃ Среден камб.-Cm ₂ Долен камб.-Cm ₁
Протеро- зоик	2 700 ± 100	Протеро- зојска Протеро- зоик-Pr	Рифеј	Горен рифеј-Pr ₃ Среден рифеј-Pr ₂ Долен рифеј-Pr ₁
Криптозоик Археозоик	4 700 ±200	Архајска Архаик-A	Архајската група нема заедничка меѓународна поделба	

Системите од своја страна се делат на оддели кои обично се карактеризираат се блиски еднородни видови на фосили, често пати слични помеѓу себе, но не се исти. Времето на формирање на еден оддел се издвојува како епоха. Одделите се делат на катови, катовите на поткатови, поткатовите на хоризонти, а хоризонтите на зони. Временски, катот се поврзува со век, а зоната со време.

Стратиграфската поделба (група, систем, оддел) има меѓународно значење и претставуваат заедничка меѓународна скала. Помалите поделби (кат, зона) немаат меѓународно значење и претставуваат локални стратиграфски скали.

1. ЕНДОГЕНИ ГЕОЛОШКИ ПРОЦЕСИ

1.1. ДВИЖЕЊА ВО ЗЕМЈИНАТА КОРА

Во текот на целата измината геолошка историја, па и во историско време и денес, земјината кора непрекинато била подложена на движења и деформации. Едни нејзини делови се издигале, други тонеле, трети биле релативно поместувани во хоризонтален правец, што условувало непрекинато поместувања на карпестите маси од кои е изградена земјината кора. Сите тие движења се обединети во еден поим тектонски движења. Овие движења се многу нерамномерни, со различни брзини и амплитуди. Потоа постојат тектонски движења кои се манифестираат во форма на земјотреси. Тоа се движења на делови на земјата со големи брзини, а нивното времетраење е кратко.

Тектонските движења се поврзани со целата земјина кора и се манифестираат во издигања и тонења на големи површини од Земјата, но може да се манифестираат и на одделни региони и подрачја. Тектонските движења се манифестираат исто така и во пластичните деформации на земјината кора, потоа во нејзиното кршење со формирање на раседи подолж кои доаѓа до поместување. Во секој случај, тектонските движења доведуваат до измена на примарната положба на залегањето на слоевите, која била карактеристична за време на нивното настанување. Создадените нови форми од тектонските движења се викаат тектонски структури.

Обично геологот нема можност да ги набљудува процесите на деформациите настанати од тектонските движења. Тој обично ги гледа крајните резултати од тие движења, изразени во форма на тектонските структури. Само по пат на корелација на структурите што ги набљудува со вистинското или претпоставено залегање на примарната положба на карпите, со одредена веројатност во настанатите процеси, ја решава обратната задача, односно како настанала дадената структура и со кои процеси на деформација. Исклучок се современите и сеизмолошките движења кои може да се набљудуваат директно и инструментално. Во зависност од длабочината на манифестацијата на тектонските движења тие може да бидат: планетарни, супердлабински, корини и површински.

Генерално, тектонските движења се делат на: вертикални и хоризонтални. Вертикалните движења се насочени по радиусот на Земјата, а хоризонталните се паралелни на самата земјина кора. И едните и другите не се среќаваат во чиста форма, туку взаемно се дополнуват.

Вертикалните движења имаат осцилаторен карактер и тие се издвојуваат како осцилаторни движења. Како што напоменаваме, вертикалните движења имаат општ карактер и тие го создаваат фонот

на останатите тектонски движења. Овие движења, кои се манифестираат на големи површини и се усмерени долготрајно во еден правец, во геологијата се познати како епирогени движења, за разлика од орогените (или дислокациони) кои се манифестираат со голем интензитет на диференцираност. Орогените движења се поврзани со многу лабилните, подвижни појаси на Земјата (земјината кора) каде во длабоките делови настануваат интензивни поместувања и во определени геотермички и физичко-хемиски процеси, во услови на тектонски сестрани напрегања (стрес) или еднострани напрегања настануваат многу сложени структурни-наборни и раседни форми.

Во зависност од времето на пројавување на тектонските движења тие се делат на: современи, неотектонски (неоген-плеистоценски) и стари (преднеогенски) тектонски движења.

1.2. СОВРЕМЕНИ ТЕКТОНСКИ ДВИЖЕЊА

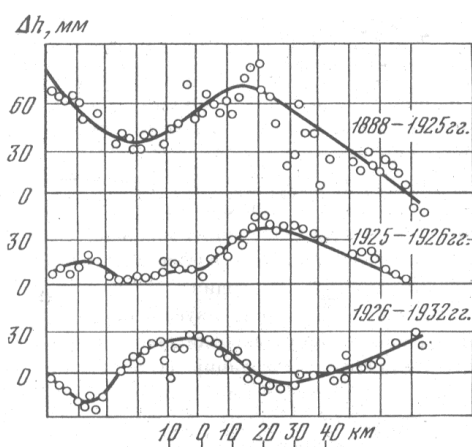
Современи тектонски движења се манифестираат во релативно кус период кој се мери со месеци, години и неколку десетици години. За разлика од останатите, постари движења, современите движења можат да се проучуваат инструментално, по пат на користење на различни геодетски методи: повторно нивелирање и триангулација, ласерски, сателитски и океанографски мерења. Предност на инструменталните мерења е во тоа што тие се нагледни, бидејќи од нив се добиваат егзактни податоци. Современите тектонски движења на површината на земјата се манифестираат со различен интензитет, а како нивна причина се многубројни фактори. Познато е дека главната причина за овие движења се ендегените процеси, односно внатрешните сили што дејствуваат во Земјата, кои се чисто тектонски движења, потоа движења од гравитационските сили на Месечината кои условуваат деформации со манифестација на плимата и осеката, вештачки оптоварувања или растоварувања на дебелиите слоеви на ледниците во поларните делови (Скандинавија и др.), односно од надворешни причини.

Сите овие движења кои се резултат на взаемното дејство на ендегените (внатрешните) и надворешните причини се изучуваат со инструментални методи и претставуваат најегзактни податоци за движењата на земјината кора. Како резултат на комплексните проучувања на современите движења, со различни инструментални методи, се составуваат соодветни карти во различни размери на кои се нанесуваат податоци со изолинии на еднакви издигања, или хоризонтални поместувања во mm/год.

Брзината на современите вертикални движења е тесно поврзана со тектонската положба на еден или друг регион, во основната структура на земјината кора. Во границите на современите платформи (надвор од областите на распространување на ледниците), се карактеризираат со

многу слаби вертикални движења од еден или два mm/год. Во високо лабилните области (алпскиот појас) вертикалните движења имаат многу поголемо значење 2 до 4 mm/год до повеќе од 15 mm/год.

Вертикалните тектонски современи движења имаат и изразен диференциран карактер, така што во неколку децении, едни подрачја кои се издигале може да бидат зафатени со тонење и обратно и се манифестираат периодично. Така на сл. 79 се преставени резултатите од повторното нивелирање што е извршено во Јапонија по линијата Тагасаски-Симосува од 1888 до 1932 година, кои укажуваат на кратко периодичната смена на знаците на осцилација на земјината кора.



Сл. 79 Промена на амплитудите на современите движења по линија Такасаки-Симосува (Јапонија) за период од 1888-1932 год. (по Цибои)

Современите тектонски вертикални движења се посебно изразени во тектонските малку лабилни региони, кои во квартерно време биле прекриени со ледници. Брзината на вертикалните движења во овие региони, кои биле прекриени со лед, достигнува од 2 до 10 mm/год. Овие движења се поврзани со доведување на изостатичка рамнотежа во регионите, кои се условени од топењето на ледниците. Но веројатно и тука имаат делумно влијаније и ендегените сили на што укажува високото значење на издигање на Украинскиот штит кој не бил зафатен (прекриен) со квартерни ледници. Тој се издига околу 7-8 mm/год.

Современите хоризонтални движења често пати се манифестираат со голем интензитет. Во светот постојат посебни области, како на пример во САД (Сан-Андреас раседот), каде западното крило се поместува во север-северозападен правец кон источното крило. Во Турција изразени хоризонтални движења (од десен правец) се подолж Анадолскиот расед, каде за време на еден земјотрес, на подрачјето источно од Измит, северното крило е поместено кон исток за околу

5 метри. Овој тип на тектонски движења, кои се изразуваат во силни земјотреси, се познати како сеизмички, чии регистрации ни даваат можност да ја оцениме како енергијата, осцилаторниот карактер на тие движења, како и самиот механизам на поместувањата.

Спрема најновите инструментални проучувања, од сателит, е познато дека Европа се поместува кон исток до 5 cm/год, а Анадолија со Грција во западен правец исто така околу 5 mm/год.

Често пати помеѓу современите движења и неотектонски движења што ги зафаќаат периодите на неоген и квартал, посебно место заземат таканаречените млади (археолошки) движења.

Младите тектонски движења се поврзани со човечката историја во последните стотици и илјади години. Познато е дека многу стари градови и населби кои порано претставувале пристаништа сега се одалечени од морето како резултат на издигање на копното. Таквите градови се присутни на јужниот дел на Франција, во Белгија, во Скандинавија и други подрачја, додека постојат примери на тонење кога крајбрежните делови се потопени. Така делумно бил потопен градот Равена во северна Италија. Во подрачјето на Неопол (Пуцоли) колоните на храмот Јупитер, кој бил изграден во 105 год. п.н.е. сега се делумно под вода. На колоните на храмот, на височина од 3.6 до 7.0 m над нивото на морето сега се наоѓаат длабнатини направени од морски организми од кои се сочувани и одделни скорлупи. Со проучувањето на осцилаторните движења проследени со промена на нивото на морето е констатирано дека до IV век во нашата ера овој храм бил зафатен со издигање, а од IV до XIV век тонел. Во 1538 година со активирањето на вулканот Монтре Нуово повторно почнало издигањето кое се продолжило се до крајот на XVIII век, а во почетокот на XIX век одново настапува спуштање (тонење). Тонењето се вршело со брзина од 7 mm/год. Така подот на столбовите (колоните) во 1878 година биле под вода на 65 cm, а во 1954 на 2.5 m. На тој начин тонењето изнесувало скоро 2 cm/год.

Младите тектонски движења, кои продолжуваат и денес, се изразени во прибрежните делови на Холандија, каде во текот на многу векови жителите се бораат со морето кое надоаѓа на копното градејќи насипи за заштита од морските води.

Младите движења кои се изучуваат со различни историско-археолошки, геоморфолошки и хидрогеолошки методи укажуваат само на локални манифестации на овие движења, така што за истите не може да се состават соодветни карти на деформации (тектонски движења) за пошироки територии и региони. Посебен метод за проучување на младите движења и дефинирања на археолошките ископини, е методот C₁₄, каде точноста за настаните може да биде определена и до неколку години.

2. НЕОТЕКТОНСКИ ДВИЖЕЊА

Неотектонските движења во геолошката историја се поврзани со периодите од неоген и квартал, т.е. зафаќаат дел од поновата голошка историја. Според дефиницијата на Н.И. Николаев (1962 и подоцна 1988), неотектониката претставува геолошка наука за различни тектонски процеси кои ги образувале структурните форми за време на неоген и антропоген, а со кои се создадени основните форми на современиот релјеф на земјината топка. Од тука следува дека со неотектонските движења е настанат релјефот на површината на континентите, кој го гледаме денес.

Резултатите од досегашните проучувања на неотектонските движења укажуваат, дека поголем дел од макро, мезо и микроформите во современиот релјеф се настанати за време на неоген-квартал. За времето на оваа последна геолошка етапа настанале планински 'рбети (масиви) од различен размер, а во исто време се настанати и соодветни депресии. Терените кои биле зафатени со издигање на претходните форми на релјефот, настанати во палеоген или уште порано во мезозоик, биле наполно уништени од покасната денудација или се сочувани како одделни реликти помеѓу помладиот (неотектонски) релјеф.

Во зависност од интензитетот на манифестацијата на неотектонските движења за територијата на Кавказ (Е.Е. Милановски, 1968), а истото важи и за голем дел од алпскиот појас, посебно за Балканот, во неотектонската етапа издвојуваме две фази и тоа:

1. Раноорогена (предорогена, крај на олигоцен-миоцен) кога доминирале процесите на денудација и пенепленизација, т.е. на слаба активност на тектонските движења.

2. Доцна орогена фаза (крјот на миоцен-плеистоцен) кога настапила висока активност на тектонските движења и кога доминирале сводно-блоковски издигања, кои имале диферинциран карактер, со формирање на издигнати планински венци и масиви, одделени помеѓу себе со котлини, односно грабенски депресии.

Изучувањето на неотектониката се врши со различни методи и тоа: геофизички, географски, хидрогеолошки, инженерско-геолошки, а особено со примена на геолошки и геоморфолошки методи. Геофизичките методи се применуваат за дефинирање на дебелината на неоген-квартални наслаги и односите со соседните терени изградени од преднеотектонски формации, потоа за дебелината на земјината кора во целина и сл. врз основа на определувањето на движењата помеѓу одделни делови на земјината кора.

Како најважни методи кои се користат во проучувањето на неотектонските движења се геоморфолошките меѓу кои во правата фаза се применува орографскиот и морфолошкиот метод, потоа анализата на надолжните и напречните профили наречните долини со изучување на речните тераси. Посебно место во геоморфолошките методи е изучувањето на зарамнините (површините) настанати во неотектонската етапа на геолошкиот развој.

Ортографскиот метод е поврзан со проучувањата на современиот релјеф вршејќи анализа на топографските карти. Подрачјата каде се згуснати изохипсите на картата претставуваат преодни форми и обично острите стрмнини се условени од раседи.

Морфолошкиот метод е многу важен за зоните на нафтоносни полиња, бидејќи нафтените структури имаат форма на доми или брахиформи од антиклинален тип. Тие обично се релативно издигнати во форма на изометрични куполи. Неотектонските движења се проучуваат со анализа на морските тераси. Овие морски тераси се развиени скоро на сите континенти, што ни укажува на општо планетарно издигање и тонење, односно пулсација на тектонските движења што имаат глобален карактер. Како резултат на овие движења се формираат абразиони тераси, бидејќи тие се поврзани со вакви движења. Овие абразиони тераси во континентите се издигаат во форма на платоа или пенеплени. Така на пример, во Пиринеите горно плиоценските зарамнини се наоѓаат наместа издигнати на околу 2 000 m, додека во медитеранот тие се потонати. Изучувајќи ја староста на овие рамнини ние можеме да заклучиме колку време трае овој процес на издигање или тонење со тоа можеме да го проучуваме и интензитетот на овие тектонски движења.

Познато е дека во Тихиот Океан коралните спрудови од миоценска старост се потонати на 1400 m што укажува на интензитетот на тонењето на Тихиот Океан.

Метод на изучување на речни тераси. Речните тераси по својот развој и нивна изразеност ни укажуваат на правецот и интензитетот на издигањето. Изучувањето на овие тераси укажува дека во долен плеистоцен, со формирањето на Егејскиот морски басен, доаѓа до истечување на Тиквешкото или Вардарското Езеро и во тоа време се формира Демир Каписката клисура, а со тоа се формирала и првата тераса која се наоѓа на висина од околу 200 m. Од оваа највисока тераса до најниската имаме 6 нивоа на тераси кои укажуваат на диференцираност на активноста на тектонските движења и има 6 такви периоди. Проучувајќи ги терсите ние констатираме осцилаторен карактер на тектонските движења кој се состои во издигање и тонење. Издигањето е следено со засечување на релјефот, а тонењето со акумулација на материјалот. Дебелината на терасните наслаги ни укажува на

интензитетот на тонењето, а засеците меѓу оделни нивои на тераси, на интензитетот на издигањето.

Метод на изучување на издигнатите рамнини (површини) пенеплени. Анализирајќи го современиот релјеф, на различни височини се констатирани рамнини кои се во хоризонтална или во наклонета положба. Ако ја знаеме положбата на овие рамнини и нивната старост, ние можеме да го проучуваме интензитетот и правецот на неотектонските движења кои се одразени во современиот релјеф. Во случај кога положбата на пенепленот е во хоризонтална положба тогаш се манифестирало рамномерно издигање, додека ако пенепленот е наклонет, тогаш движењата имале нермномерен диференциран карактер.

На тој начин, како главен метод за изучување на вкупната големина на вертикалните неотектонски движења во регионите што се зафатени со издигање, претставува анализата на современата положба на геоморфолошките нивоа. Прифакајќи го овој принцип, се смета дека секое ниво на геоморфолошките рамнини порано се наоѓало пониско и имало свој морфолошки облик.

Освен денудациските рамнини, како реперни рамнини при неотектонските движења од осцилаторен карактер се користат абразиски рамнини, кои се настанати покрај крајбрежните делови на морињата или блиските кон нив акумулативни рамнини. За изучување на неотектонските движења на крупни региони од континентите се користат комплексни полигенетски денудациско-акумулативни рамнини. Ако се знае староста на овие површини (рамнини) и нивната современа положба, може да се определи средната брзина на вертикалните издигања.

Со примена на комплексните геоморфолошки методи се изработуваат карти во соодветни размери на кои се издвојуваат блокови на издигање и тонење со изотопи со соодветно значење.

3. ПРЕДНЕОГЕНИ ТЕКТОНСКИ ПРОЦЕСИ

3.1. МЕТОДИ НА ИЗУЧУВАЊЕ НА ПАЛЕОТЕКТОНСКИТЕ ДВИЖЕЊА

Движењата кои се одвивале во геолошката историја во земјината кора во преднеогено време, се познати како палеотектонски движења. Тие се поврзани со тектонските процеси кои се манифестирале во земјината кора со општиот развој на Земјата во целина. Меѓу овие движења се издвојуваат вертикални, осцилаторни движења, потоа

дислокациони движења кои доведуваат до формирање на сложени структурни форми - набори и раседи.

Осцилаторните вертикални движења се проучуваат со анализа на дебелината на седиментните наслаги, потоа по пат на анализа на фациите и присуството на хијатуси (прекини) во седиментацијата.

Метод на анализа на дебелината, претставува квантитативен метод кој ни укажува на големината на вертикалните движења. Ова се објаснува со фактот дека дебелината на наслагите пред сè во епиконтиненталните морски басени соодветствува на интензитетот на тектонското тонење (спуштање) на дното на басенот.

Дебелината на седиментите соодветствува на интензитетот на тонењето кога тонењето се компензира со таложење на седиментите. Во овој случај знаејќи ги дебелините на наслагите (кои се претставуваат на карти со изохипси на еднакво тонење), можеме да заклучиме колку даденот регион е потонат. Вакви заклучоци се реални само за подрачја каде седиментните наслаги не се деформирани и дефинирана е нивната старост, така што за одреден период на време се оценува интензитетот на тонењето. Во сложено дислоцираните седиментни комплекси, дефинирањето на дебелината на наслагите и заклучоците се многу отежнати, а тектонските движења ќе бидат релативни.

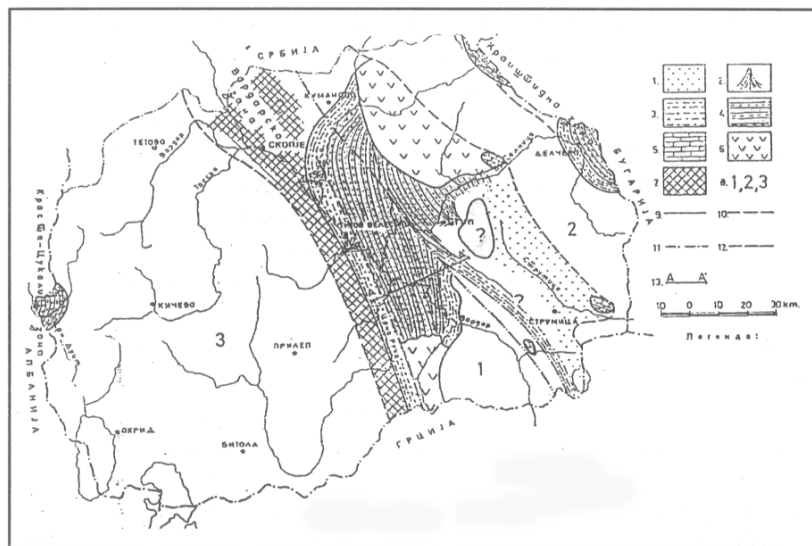
Ако тонењето е побрзо од таложењето на седиментите тогаш станува збор за некомпензационо тонење, што е карактеристично за отворените морски басени, каде дотурот на седименти е помал во однос на тонењето на дното на басените.

Дебелината на седиментните наслаги во слабо дислоцираните подрачја се детерминира од податоците на длабинско дупчење, особено во нафтоносните полиња (басени). Во Повардарието (североисточно од Кавадарци) со длабинско дупчење е констатирано дека дебелината на еоценските наслаги изнесува околу 3 km. За време на еоцен (околу 2×10^6 год.) овој дел од басенот потонал повеќе од 3 000m. За изучување на дебелината на комплексите големо, ако не и единствено значење, имаат геофизичките методи (длабока сеизмика и др.), чии брзински карактеристики на распространување на сеизмичките бранови во разни литолошки комплекси е различна.

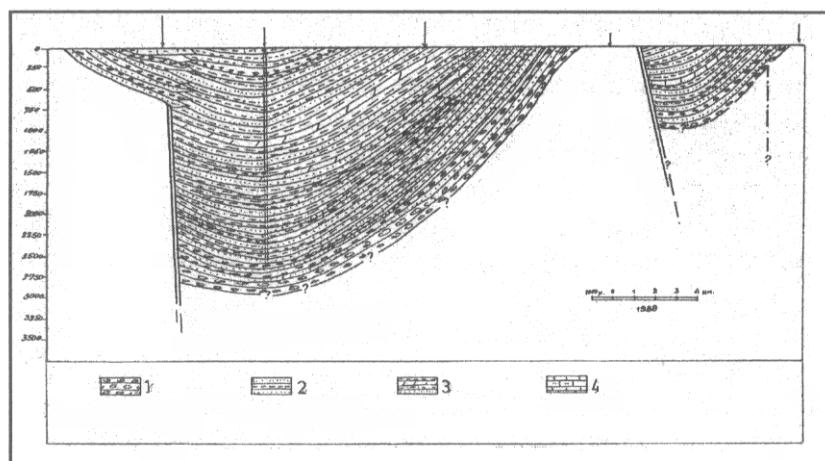
3.2. ФАЦИЈАЕЛН МЕТОД

Фацијата претставува определен тип на седиментни карпи, настанати во дадени физичко географски услови. Фацијата се карактеризира со своите литолошки и палеонтолошки карактеристики на седиментните карпи кои се настанати во различни палеотектонски услови, а кои имале влијаније на распределбата, составот, дебелината и начинот на залегање. Проучувањето на фациите ни дозволува приближно и да ги оцениме условите на седиментација, интензитетот на

тонење, подрачјата на акумулација на различни фацијални типови и подрачјата кои биле издигнати подложени на ерозија и денудација (сл. 80 и 81).



Сл. 80 Фацијални типови на палогенски наслаги во Вардарската зона, Македонија



Сл. 81 Литофацијален пресек во палогенетските наслаги во Вардарската зона по линија А-А'. 1. базални конгломерати, 2. песочници и глинци, 3. песочници, глинци и лапорци, 4. лапоровити варовници.

Во зависност од палеогеографските, односно палеотектонските услови во палеогените седименти на територијата на Македонија се издвојуваат следните фации:

- теригено-континентална фација позната како дебели серија;
- теригено-континентална делтова и пролувијална фација;
- теригено-крајбрежна стратифицирана моласа, потоа теригено-карбонатна фација и др. (сл. 80 и 81).

Сите присутни фацијални типови на седиментни наслаги во еоценскиот басен во Повардарието преминуваат едни во други, чии централни делови се преставени со флиш дебел повеќе од 2 500 m.

Фацијалната анализа на седиментните карпи укажува на режимот на тектонски движења, односно на периодите на трансгресија и регресија.

Трансгресијата претставува процес на навлегување на морето врз копното кое е подложено на абразија. Трансгресијата обично се следи со тонење на копното (негово спуштање), ретко со издигање на нивото на океанот. Како резултат на процесите на трансгресија, наслагите се карактеризираат со учество во подината на покрупно зрнестите наслаги, претежно конгломерати и песочници, кои нагоре се сменуваат со финозрнести-алевролити глинци и лапоровито карбонатни наслаги (сл. 74).

Регресија претставува повлекување на морето од копното. Оваа појава е поврзана со издигањето на копното, ретко со намалување на водата во океаните. Како резултат на регресивните движења при повлекувањето на морето доаѓа до сменување на типот на наслагите од длабоководни кон плитководни. Глините се сменуваат со песоци, а понатаму со конгломерати и бели кварцни песоци кои често пати се сменуваат едни со други како во вертикален пресек така и латерално (сл. 71).

Фацијата на стратифицирани, крајбрежни конгломерати кои се пресликуваат со песочници, е многу широко застапена како посебна фација, насекаде подолж маргиналните делови на некогашниот океански морски басен. Флишната фација, која претставува ритмичко сменување на лапоровито-глиновите наслаги со песочници, со ретки прослојци на варовници, зазема најголем дел од тогашниот басен, кој бил зафатен со интензивни ритмички (осцилаторни вертикални) движења. Според податоците од длабинско дупчење средишните делови на овој океански басен се потонати околу 3 000 m.

Теригено-карбонатна фација која е распространета во завршниот дел на овој акумулационен басен, е претставен со органски варовници богати со остракоди, нумулити и други неритско-литорални и бракички форми, во услови кога доминирале топли климатски услови со присуство во басенот на корали.

Горе наведените примери за фацијална анализа, за составот и другите карактеристики на седиментните наслаги, даваат многу важни податоци за палеотектонскиот режим, како во областа на нивното таложење, така и за подрачјата кои биле издигнати и зафатени со ерозија.

Брзината на седиментацијата која се определува според анализата на фациите и дебелината на седиментните наслаги (од неколку метри за 1 000 години за теригени наслаги, па до неколку сантиметри за 1 000 години за карбонатни наслаги) се гледа од табела XVIII (според С.А. Brook and Drake, 1974).

Табела XVIII. Брзина на таложење на современите и поранешни наслаги

Фација	Региони	Брзина на седиментација mm/1 000 год.
териген мил	Калифорниско крајбрежје Абисална рамнина Сеара	50-2 000 200
карбонатен мил	Северен дел на Атланскиот Океан Карибско море Разни делови на Тихи Океан	35-60, 40-14 до 20-40 28 2-5, 20-40 до 60
силикатен кремновиден мил	Екватор, Тихи Океан Антарктида (индиски океан) Атлански Океан (разни делови)	2-10 2-7 2-3 до 2-7
црвени глини	Северен дел на Тихиот Океан Во централните делови на Тихиот Океан	10 до 15 0 до 1, 1-2

Метод на хијатус (прекин во седиментацијата). Овој метод за проучување на активноста на движењето на земјината кора се базира на проучување на голошките профили (пресеци) со палеонтолошкиот метод. При изучувањето на вертикалните пресеци, односно редоследот на седиментните слоеви, ако се констатира отсуство на фосили, кои укажуваат на непрекинат редослед на слоевите кои треба да следуваат според меѓународната геохронолошка скала, тогаш станува збор за хијатус, односно прекин во седиментацијата. Така, на територијата на Западна Македонија, отсуствуваат горно девонските, карбонските и пермските наслаги, а директно преку среден девон лежат тријаските седименти. Ова укажува дека во овој дел, за време од 130 млн. години, терените на Западна Македонија со тектонските движења биле издигнати и доминирал континентален развиток.

Несомнено е дека издигањето во дадени случаи не може точно да се дефинира, бидејќи дел од порано настанатите слоеви до издигањето на регионот може да бидат однесени (разрушени) и еродирани.

Како резултат на сложени ендегени тектонски движења, кои се одвивале во внатрешноста на земјината кора и во тектоносферата, во целина, настанувале многу сложени дислокациони форми, чие изучување не овозможува целосно да ги реставрираме процесите кои довеле до нивно создавање. За нив ќе стане збор во глава XIX, каде ќе бидат разгледани секундарните форми на залегање и структурните форми кои се присутни во земјината кора.

1. ЗЕМЈОТРЕСИ

Настанување на земјотресите. Земјотресите се природна појава, која настанува во земјината кора и подлабоко во внатрешноста на Земјата. Тие се резултат од движењето на поедини делови на земјината кора и процесите кои се развиваат во тектоносферата, а кои се постојани и непрекинати во текот на севкупниот развиток на Земјата. Сите овие движења кои ги условуваат земјотресите се познати како тектонски движења, односно се поврзани со тектонските сили кои непрекинато дејствуваат и условуваат различни деформации и движења меѓу кои се и земјотресите. Освен тоа постојат земјотреси кои се предизвикани од активноста на човекот, како резултат на силни експлозии (каменоломи, руднички експлозии и експлозии на атомски бомби). Науката која се занимава со проучување на земјотресите се вика **сеизмологија**. Настанувањето на земјотресите е поврзано со движење на одделни блокови во земјината кора од дејството на тектонските сили, во различни насоки, еден во однос на друг и со различен интензитет. При тие движења настануваат еластични напрегања во средината, кои кога ќе се зголемат толку многу, да ја надминат еластичноста на материјата во таа средина, причинуваат нагло придвижување на блоковите во земјината кора еден во однос на друг и тогаш тоа нагло еластично движење доведува до појава на земјотрес. Значи, земјотресот како појава настанува со нагло ослободување на енергија во внатрешноста на земјата. Според причината на појавата на земјотреси тие се делаат на три групи: тектонски; вулкански и денудацииски (рушевински или урвински).

Тектонските земјотреси се поврзани со тектонските процеси кои се одвиваат во внатрешноста на земјата и земјината кора, во тектонски многу активни појаси, каде лабилноста во земјината кора е многу изразена. Оваа група на земјотреси е најмногубројна и во неа влегуваат скоро 95 % од сите земјотреси во земјата. Современите сознанија ни укажуваат дека земјотресите се поврзани со крупни регионални раседи, кои се протегаат долж планинските венци на стотици километри, како на пример Сан Андреас, потоа раседите по долж Андите, Анадолскиот расед во Турција и други. Сеизмичката активност е поврзана со зоните на субдукција, каде доаѓа до подвлекување на одделни плочи, една под друга, како на пример во островските лакови на Алеутските острови во Аљаска, потоа Јапонија и на други места. Во јужниот дел на Балканот таков е Еленскиот ров, каде Африканската платформа се подвлекува под Европскиот континент. Со овие субдукциони зони, освен плитките земјотреси, се поврзани длабински земјотреси (од 200-300 km длабочина)

со кои е поврзан и млад вулканизам, а со тоа и појава на вулкански земјотреси.

Во континенталните делови доминираат сеизмогени активни зони поврзани со линиски регионални раседи. Тие претставуваат природни граници помеѓу одделни тектонски сегменти на земјината кора, долж кои се вршат поместувања од вертикален и хоризонтален тип. Освен тоа, носители на силни земјотреси во континенталните делови се и тектонските јазли, каде се вкрстуваат раседи од регионално значење подолж кои се вршат изразити диференцирани вертикални и хоризонтални движења.

Вулкански земјотреси. Овие земјотреси се случуваат во подрачјата на современата вулканска активност. Бидејќи современите вулкани се поврзани со подрачјата на тектонската активност, нивното издвојување некогаш е отежнато. Затоа, како вулкански земјотреси се сметаат оние кои се во непосредна близина кон активните вулкани. Тие се разликуваат по тоа што нивното распространение не е поголемо од 30-50 km, а изосеистите го обиколуваат вулканот и имаат форми на концентрични кругови. Епицентарот е во близина со кратерот на вулканот, а хипоцентарот е на незначителна длабина.

Подземните удари при вулканските земјотреси се поврзани со движењето на магмата од нејзиното огниште низ каналот на вулканот, при што настануваат експлозии од гасовите и пареата при издигањето на лавта. Тоа особено е карактеристично при експлозивните вулкани кај кои се појавуваат чепови, каде со експлозии на гасовите се создаваат земјотреси. Во целост, вулканските земјотреси во однос на тектонските се карактеризираат со помала јачина. Ако енергијата ослободена од тектонските земјотреси соодветствува на експлозии од атомски бомби, енергијата на вулканските земјотреси е соодветна на обични експлозии.

Еден од најпознатите вулкански земјотреси е поврзан со активноста на вулканот Кракатау (Индонезија), од чија експлозија 1883 година била уништена половината од конусот на вулканот Кракатау, а од потресот настанале големи рушевини во градовите на островите Суматра, Јава и Борнео. Вулкански земјотреси се констатирани со активноста на многу вулкани во Италија, Камчатка, Америка и други вулкански области. Современата активност на вулканите се следи со сеизмичка апаратура, која го следи движењето на магмата од нејзиното огниште и нејзиниот тек низ каналот сè до ерупцијата заедно со појавата на вулканските земјотреси.

Денудациско-урвински земјотреси. Денудациско-урвинските земјотреси настануваат кога доаѓа до подземно одронување на големи карпести маси кои доведуваат до подземни удари. Тие обично се поврзани со различни денудациски процеси (како на пример во пештерите во карстните терени) и дејството на подземната вода. Овој тип на земјотреси претставуваат помалку од 1 % од сите земјотреси.

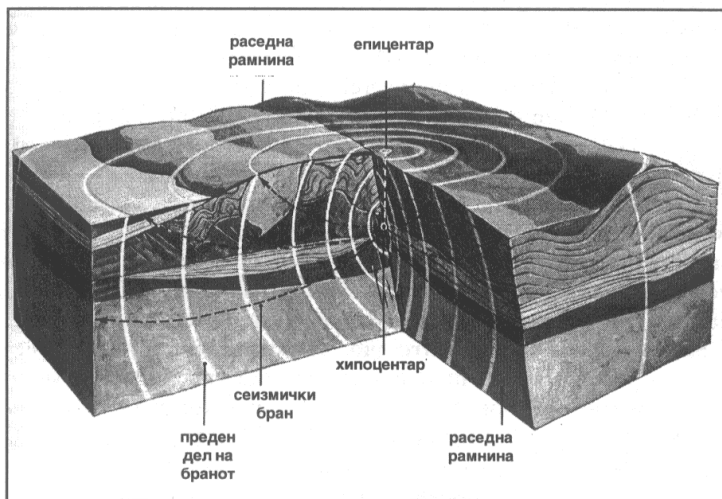
Денудациските земјотреси обично настануваат во терените кои се изградени од карбонатни карпи (варовници, доломити, потоа гипсови и други карпи) кои лесно се раствораат и во кои настануваат пештери со различна големина. Со зголемувањето на просторот на пештерите доаѓа до зарушување на таваницата на истите и во зависност од големината на паднатите блокови ударот може да има различна јачина. Кога зарушувањето се развива и ја достигнува површината на земјата настануваат карстни провалии, инки и други форми.

Вештачки земјотреси. Вештачките земјотреси се поврзани со активноста на човекот. Нивната сила е многу различна, бидејќи варира од многу слаби осцилации (движење на возови, камиони, тенкови и др.), до многу силни потреси (при експлозии со динамит во каменоломи и подземни атомски експлозии). Понекогаш слаби земјотреси се јавуваат при пополнување на акумулациите (индукциона сеизмичност) на вештачките езера.

Над огништата на вештачките земјотреси, кои настануваат за време на подземните експлозии од атомски или хидрогенски бомби, настануваат крупни деформации во епицентарот, со појава на длабнатини, конуси, провалии во форма на вулкански кратери и сл. Вештачките земјотреси се секојдневна појава при минирањето во рудниците.

Земјотреси на морското дно. Земјотресите чиј епицентар се наоѓа на морското дно или покрај самиот брег се познати како морски потреси, односно морски земјотреси. Промените кои настануваат при земјотресите на копно се карактеристични и за измените на морското дно. Меѓутоа, на површината на морињата манифестациите се разликуваат, бидејќи земјотресите во морски услови доведуваат до формирање на големи бранови на водата, кои се познати као цунами (јапон. *cunami*-бранови). Повлекувањето и настапувањето на морето во крајбрежните делови поврзани со појавата на цунами или се совпаѓаат со сеизмичките удари или следуваат после нив. При тоа цунамите толку бргу и силно настапуваат на копното, што доведуваат до катастрофални последици, не помали од самите земјотреси. Така на пример, за време на Лисабонскиот земјотрес 1755 година, морето во почетокот се повлекло, а потоа настапило на копното со бран повисок од 26 m од средното ниво на морето. Овој бран навлегол на копното на растојание од 15 km, исфрлајќи на брегот голем број бродчиња (бродови) и разрушил сè што останало неразрушено од самиот земјотрес, а загинале и неколку илјади луѓе. Освен тоа познати се и земјотресите во Андалузиските острови од 1946 година, (со кои се предизвикани рушење и човечки жртви на Хаваите), а при Чилеанскиот земјотрес 1960 година цунами достигнале дури до бреговите на Јапонија. Изучувањето на цунами има големо значење. Со сеизмичките станици се регистрира зоната во океанот каде е настанат земјотресот и се определува неговиот епицентар, подрачјето

каде се формираат цунами. Брановите во океанот се распространуваат со брзина $V = g \cdot D$, каде: g - е забрзување на гравитациската сила, D - длабочина на водата. Според тоа брзината може да се пресмета прилично точно. На пример, ако $g = 9.8 \text{ m/s}$ и длабината $D = 5\,490 \text{ m}$, тогаш брзината $V = 230 \text{ m/s} = 830 \text{ km/h}$.



Сл. 82 Модел на земјотреси и негови параметри

2. ГЛАВНИ ПАРАМЕТРИ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ

Бидејќи тектонските земјотреси се најзастапени и најсилни, тие ќе бидат детално објаснети со своите параметри, кои се аналогни и за останатите типови на земјотреси. Треба да се укаже дека и на нашите простори тектонските земјотреси најмногу се застапени.

Секој земјотрес се карактеризира со следните главни параметри: време на настанување, хипоцентар (Н), епицентар (е), длабочина на хипоцентарот (h), епицентрално растојание (Δ) и сила или енергија (сл. 82).

Хипоцентарот на земјотресот е место во внатрешноста на Земјата каде почнува наглото ослободување на енергијата, односно земјотресот. Епицентар на земјотресот е проекција (најблиска точка) на хипоцентарот до површината на Земјата. Во природата, епицентарот претставува поголема или помала површина и се вика епицентрално подрачје на земјотресот. Само во математичката апстракција овие два параметри ги поистоветуваме со точки на кои, на епицентралните карти, им се одредуваат географските координати, за да се претстави нивната географска распределба на површината на Земјата.

Растојанието помеѓу епицентарот и хипоцентарот се вика длабина на земјотресот (сл. 82).

Силата на земјотресот, во општа смисла, не се одредува еднострано. Затоа, во зависност од примената, дефинирани се три големини со кои се одредува таа сила. Тие се: енергија на земјотресот, магнитуда и интензитет.

Енергија на земјотресот го претставува вкупното количество на енергија, која се ослободува во жариштето при настанување на земјотресот. Тоа е објективна физичка мерка на силата на земјотресот. Меѓутоа, нејзиното одредување е мошне тешко, и таа служи главно за научните истражувања во сеизмологијата.

Интензитетот на земјотресот е една од мерките за неговата сила, која е најстара и најдолго задржана во употреба, иако е субјективна и инструментална. Интензитетот претставува мерка за дејство на земјотресот на почвата, која се определува со степенот на оштетување на објектите, со карактерот на појавите на површината на Земјата, и со чувството на луѓето и животните. Од севкупноста на тие податоци, описно, со помош на макросеизмичка скала, се врши оценка на степенот на интензитетот, обично во интервал од 1 до 12 степени (скала МСК - Медведев-Sponhauer-Карник). Таа оценка на интензитетот се однесува директно во точката на набљудување, а не во жариштето на земјотресот.

Магнитуда како мерка за силата на земјотресот е најблиска до неговата енергија и се однесува на жариштето на земјотресот. По дефиниција, магнитудата претставува логаритам на односот помеѓу максималната амплитуда и нејзиниот период. Се пресметува математички, од инструменталните регистрации на земјотресите и се изразува во бездимензионални бројки и според научникот Рихтер таа може да ги има вредностите $M < 9$. Со останатите параметри на земјотресите, времето (t), длабочината на хипоцентарот (h), епицентралното растојание (Δ), како и нивното одредување и одредувањето на магнитудата (M) и интензитетот (I) ќе се запознаеме во следното поглавие.

2.1. МЕТОДИ ЗА ОДРЕДУВАЊЕ НА ГЛАВНИТЕ ПАРАМЕТРИ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ

При истражувањето на земјотресите се користат две методи за одредување на главните параметри и тоа:

- макросеизмички и
- микросеизмички (инструментални).

Макросеизмичкиот метод се базира врз описот на последиците од земјотресот, кои се манифестираат на површината на Земјата. Макросеизмичките методи се ограничени, бидејќи тие се применуваат

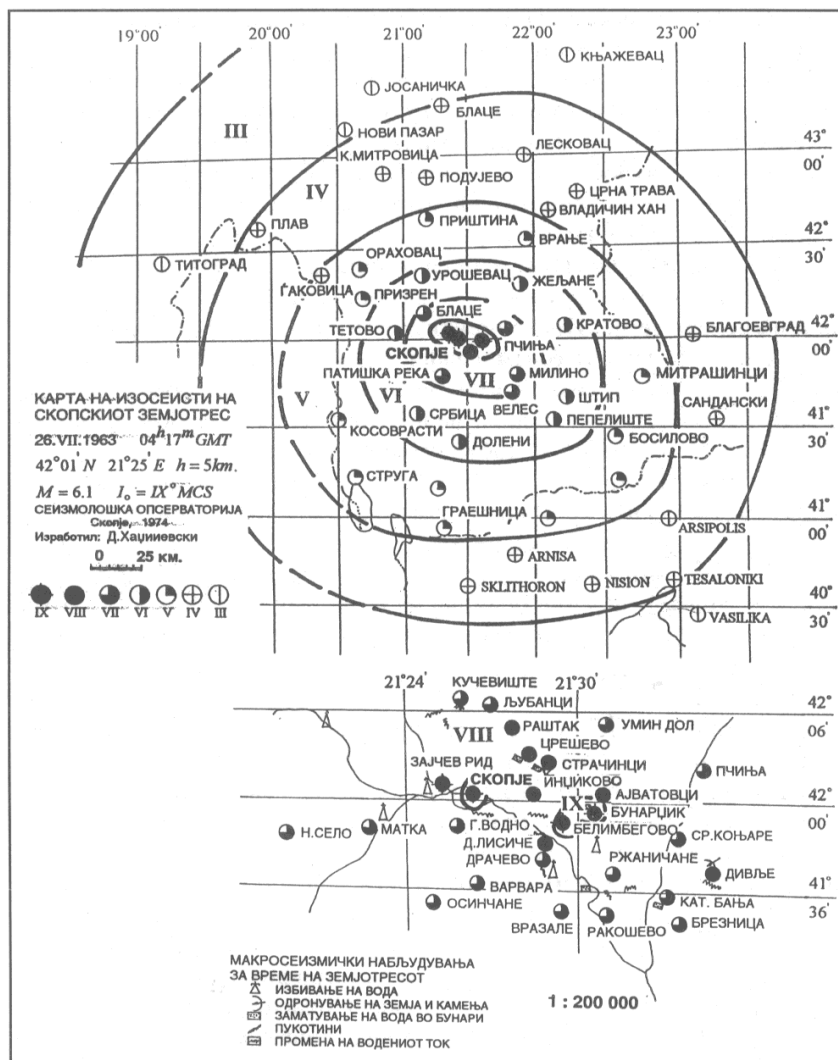
претежно кога земјотресот се случил во населени места, додека на огромните океански, морски и езерски простори овој метод не може да се применува. Истражувањата според овој метод се вршат на тој начин, што со анализа на макросеизмичките набљудувања, на ефектите настанати од земјотресот врз објектите, природата, луѓето и животните на површината на земјата, во корелација со макротестовите на макро сеизмичката скала, се одредува степенот на интензитетот во секоја точка на разгледуваната територија. На степенот на интензитетот (I) му се препишува оној број, од 1 до 12, кој одговара на набљудуваните параметри, срамнети со конкретен опис за тој степен во макро-сеизмичката скала. Тие броеви за степенот на интензитетот се нанесуваат на дотичната точка на набљудување, на географската карта. Кога на таа карта ќе ги соединиме точките со ист степен на интензитет, ќе добиеме концентрично затворени криви линии, кои се викаат изосеисти, т.е. на тој начин се добива карта на изосеисти (сл. 83).

Од картата на изосеисти се одредуваат главните параметри на следниот начин. Епицентарот (E) се одредува како средишна точка на изосеистата со најголемиот степен на интензитетот (се вика палеисеиста). Бидејќи изосеистите се нанесени на географска карта, според неа се одредуваат географските координати на епицентарот. Од картата исто така може да се пресмета длабочината на хипоцентарот и да се измери растојанието од епицентарот до било кое друго место.

Методите за одредување на параметрите се засновани на макросеизмички (неинструментални) набљудувања. Како макросеизмички параметри на земјотресите се: координатите на макросеизмичкиот епицентар E_m (ϕ_m , λ_m), интензитетот во епицентарот е интензитет на земјотресот (I) и макросеизмичка длабочина на хипоцентарот (h_m).

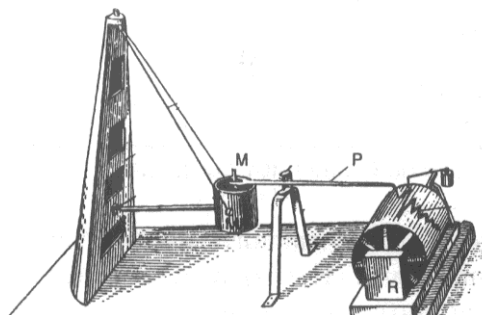
Микросеизмичките методи се базираат на податоците добиени со регистрација од инструментите инсталирани во сеизмолошките станици на целата земја. Инструментите кои служат за регистрирање на земјотресите се викаат **сеизмографи**, а добиените регистрации на земјотресите се викаат **сеизмограми**. За да се објаснат микросеизмичките методи претходно ќе се задржиме на принципот на работа на сеизмографите и анализата на добиените сеизмограми.

Сеизмографот е инструмент со кој се регистрира движењето на почвата кога низ неа ќе минаат сеизмичките бранови. При настанувањето на земјотресот, во неговото жариште настануваат еластични (земјотресни или сеизмички) бранови. Ослободената енергија од жариштето се распространува преку тие бранови на сите страни (сл. 82). Дел од тие бранови ќе стигнат до површината на земјата, ќе произведат осцилирање (нишање) на истата, кое од сеизмографите се регистрира во вид на сеизмограм.



Сл. 83 Карта на изосеисти на Скопскиот земјотрес

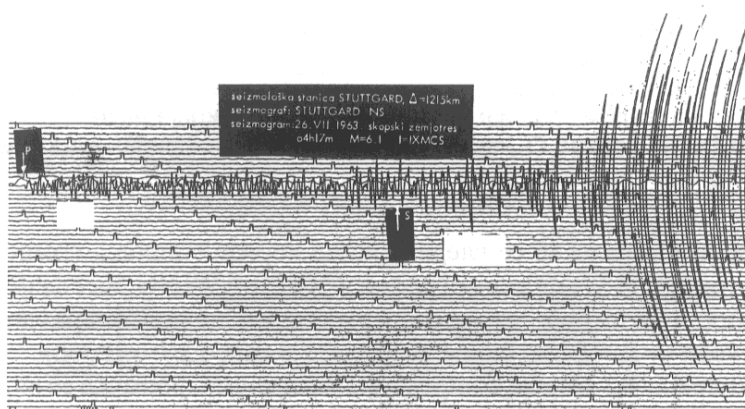
Конструкцијата на сеизмографот е заснована на принципот на физичко нишало. Масата, со помала или поголема тежина, се поставува така што таа, во почетокот на земјотресот поради својата инерција, таа помалку го следи движењето на тлото под дејство на земјотресот. Масата на нишалото со систем на полуги е поврзана со перо, кое на хартија на регистраторот на сеизмографот го регистрира движењето на тлото, со што се добива сеизмограмот. Овој тип на сеизмографи се механички сеизмографи со видлива регистрација. Покасно се направени многу почувствителни електромагнетски сеизмографи со галванометарска оптичка регистрација на фотографска хартија (сл. 84).



Сл. 84 Сеизмограф со видлива регистрација

Најновите сеизмографи, наречени дигитални, овозможуваат поврзување на поединечни станици во единствена телеметриска мрежа (систем) на сеизмолошки станици. Тој систем денес овозможува потполна автоматизација на вршење на инструментални сеизмолошки набљудувања и брза компјутерска обработка и размена на податоците. Таква мрежа овозможува нејзино вклучување во интернет меѓународниот сеизмолошки систем. На тој начин податоците автоматски се следат и веднаш стануваат достапни за секој регионален сеизмолошки центар, каков што е Сеизмолошката Опсерваторија во Скопје за Република Македонија.

Сеизмографите се така конструирани и инсталирани, да ги регистрираат трите главни компоненти на резултантното движење на почвата по дејство на земјотресот. При регистрирањето тоа движење се разложува во три компоненти во просторниот координатен систем и тоа: X - оската во насока кон север (N); Y - оската во насока кон исток (E); Z - оската вертикално према горе. Со доаѓањето на сеизмичките бранови, честичките на почвата почнуваат да осцилираат, бидејќи меѓусебно се поврзани со еластични сили; брановите од земјотресите се еластични. Тие бранови може да бидат просторни, лонгитудинални, трансверзални и површински. Бидејќи тие бранови се распространуваат со различна брзина, нивното регистрирање на сеизмографот ќе биде во различни времиња. Најбрзи се лонгитудиналните бранови (P) и затоа тие први ќе бидат регистрирани на сеизмограмот; потоа трансверзалните (S) и најпосле површинските (L). Сеизмичките бранови се разликуваат и според нивните амплитуди и периоди. Според тие елементи: времето на регистрирање на брановите на сеизмограмот, големината на нивните периоди и амплитуди се врши идентификација на сеизмичките бранови регистрирани на сеизмограмот (сл. 85).



Сл. 85 Сеизмограм на скопскиот земјотрес од 26.VII.1963 година регистрирана од сеизмичката станица во Штутгарт

Со наведените принципи на работа на сеизмографот и елементите што се регистрираат на сеизмограмот, со микросеизмичките (инструменти) методи се определуваат главните параметри на земјотресот: магнитудата, длабочина, координати на епицентарот и епицентралното растојание.

Магнитудата на земјотресот се пресметува од сеизмограмот според формулата на американскиот сеизмолог Рихтер, а која гласи:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{\max} + \delta(\Delta) + S$$

каде:

M - магнитудата на земјотресот

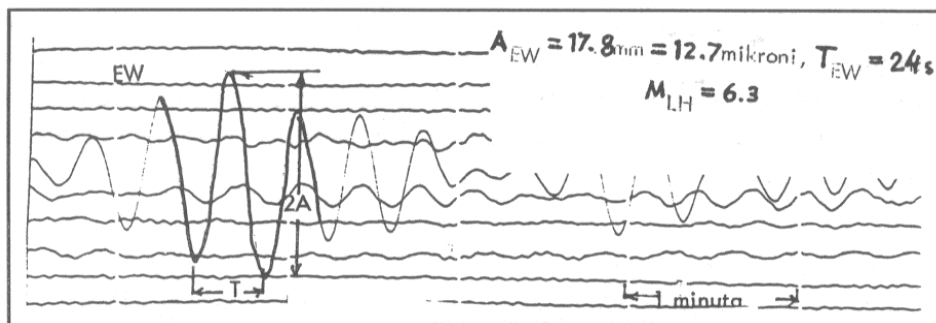
A - максимална вредност на амплитудата (во микроми), на одредена врста на бранови

T - неговиот период (во секунди)

$\delta(\Delta) + S$ се регионални константи за конкретната сеизмолошка станица

Пример за мерењето на A и T од сеизмограмот е прикажан на сл. 86.

Од сл. 86 од сеизмографот PRESS-EWING, на сеизмолошката станица од Скопје, се гледа дека на хоризонталната компонента со ориентација E-W, измерена е амплитуда на долгопериодичниот површински бран (L) во износ од $A_{EW} = 17.8 \text{ mm} = 12.7$ микроми, и соодветниот период $T_{EW} = 24 \text{ s}$. Според горе наведената формула со дадените вредности за A и T пресметана е магнитудата на наведениот земјотрес во износ од $M_{LH} = 6.3$.



Сл. 86 Сеизмограм на сеизмолошката станица Скопје на земјотресот од 22. III. 1985 година на островот Јава-Индонезија со дешифрирање на параметрите T и A на земјотресот.

За поедини сеизмогени зони се изведуваат регионални зависимости помеѓу магнитудата и интензитетот искажан со релацијата:

$$I_0 = a \cdot M - s \cdot \log h + b$$

каде:

I_0 - најголемата вредност на интензитетот во епицентарот, кој се одредува на карта на изосеисти.

h - длабочина на хипоцентарот, се пресметува од картата на изосеисти и од инструменталните податоци.

M - магнитудата, која се пресметува од сеизмограмот.

големините a , s и b се регионални константи.

Параметрите на земјотресите: почетно време, координатите на епицентарот и длабочината на хипоцентарот, со одредени мерења од сеизмограмот се пресметуваат со аналогни графички постапки, а во поново време со компјутерски програми, што се користат во сеизмолошките опсерватории.

3. РАСПОРЕДЕНОСТ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ

На целата земја земјотресите се секојдневна појава, но нивните епицентри не се рамномерно распоредени. Има подрачја во кои земјотресите се многу чести и со висок интензитет. Тие подрачја се познати како активни сеизмички подрачја. Подрачјата, каде појавата на земјотреси е многу ретка и е со слаб интензитет, се познати како слабо активни сеизмички подрачја. Регионите, во кои нема појава на земјотреси се асеизмички. Меѓутоа, и во овие региони можат да допрат многу слаби сеизмички дејства од далечните силни земјотреси. Просторната распределба на епицентрите на земјотресите, во периодот

Камачатка, а потоа нагло свртува во зоната на Алеутските острови, па преку Аљаска, се надоврзува на западно американско крајбрежје. Со овој сеизмички појас се поврзани 80 % од земјотресите на Земјата.

Покрај овие два главни сеизмички појаси, постојат и помалку активни сеизмички региони (сеизмички области), како што се споменатата Бајкалско-Монголска област, потоа средишната рифтова зона на Атлантскиот Океан, појасот на Источна Африка и западниот дел на Индискиот Океан. Исто така постојат земјотреси кои се формираат во тектонски активните линеаменти по дното на Тихиот Океан.

Годишно на земјата настануваат околу 1 000 000 земјотреси. Според магнитудата тие се класифицираат на:

Број на земјотреси	Тип на земјотрес	Магнитуда
1	најсилен земјотрес	M=7.0-7.9
18	катастрофални земјотреси	M=6.0-6.9
120	разорувачки земјотреси	M=5.0-5.9
1 000	умерени земјотреси	M=4.0-4.9
8 000	слаби земјотреси	M=4.0-4.9
45 000	осетливи земјотреси	M=3.0-3.9
350 000	забележливи земјотреси	M=2.0-2.9
600 000	незабележливи од човек земјотреси	M=1.9

4. ЗЕМЈОТРЕСИ ВО МАКЕДОНИЈА

Територијата на Македонија спаѓа во медитеранско-трансзискиот сеизмички активен појас и затоа таа, и пошироките простори околу неа, се карактеризираат со висока сеизмичка активност и релативно честа појава на силни и катастрофални земјотреси од M = 5.5 и I = VIII степени МСК. Појавата на земјотресите во Македонија е поврзана со интензивни тектонски движења долж активните тектонски структури, така што тие кај нас и пошироко се од тектонска природа. На територијата на Македонија се познати следните епицентрални подрачја на силни катастрофални земјотреси: скопско, валандовско, пехчевско, тетовско, битолско, дебарско, охридско, мрежичко (Тиквеш) и др. Во последните 100 години во овие подрачја се случиле повеќе силни или катастрофални земјотреси кои хронолошки се прикажани на табелата XIX.

Досегашните сеизмолошки и сеизмотектонски проучувања, јасно покажуваат дека територијата на Македонија е сеизмички активна. Покрај наведените подрачја на силни земјотреси, на територијата на

Македонија постојат уште многу други епицентрални подрачја со појава на послаби земјотреси. Освен тоа, територијата на Македонија е изложена на силни сеизмички дејства кои потекнуваат од епицентралните подрачја пошироко во регионот на Балканот.

Табела XIX. Земјотреси во Македонија 1900-1998, I-VIII, M=5.5

Датум, време, GMT	Длабочина h во km	Интензитет во степени, I, MCK	Магнитуда M	Подрачје
4.04.1904 10:25	30	X	7.8	Пехчево
22.03.1910 02:06	16	VIII	5.5	Мрежичко (Тиквеш)
18.02.1911 21:35	25	IX	6.7	Јуж.брег Охридско езеро
30.03.1921 15:06	15	IX	5.8	Дебар
7.12.1922 16:22	18	VIII	5.7	Дебар
8.03.1931 01:50	20	X	6.7	Валандово
27.08.1942 06:14	15	IX	6.0	Дебар
12.03.1960 11:54	15	VIII	5.6	Тетово
26.07.1963 4:17	5	IX	6.1	Скопје
30.09.1967 7:23	30	IX	6.5	Дебар
21.12.1990 6:57	17	VIII	5.5	Гевгелија
1.09.1994	23	VII-VIII	5.4	Битола

Како пример, ќе ги разгледаме последиците од познатиот катастрофален скопски земјотрес што се случи во 1963 год. Во Скопје од тој земјотрес биле срушени 15 302 стана, 12 246 тешко, а 8 102 биле полесно оштетени. Тогаш во Скопје имал 36 758 станови. Од 72 училишни згради 22 биле срушени, а 30 биле тешко оштетени. Со тој земјотрес биле оштетени улиците, водоводот, канализацијата, гратското зеленило и мостовите. Освен тоа регистрирани се пукнатини во почвата, избивање на подземна вода, песок и појава на свлечиште во околните терени. Вкупната штета од земјотресот изнесувала 302.4 % од националниот доход на Македонија во 1962 год. или 15 % на тогашната СФР Југославија. Од земјотресот загинале 1 070, а 3 300 лица биле ранети.

СКАЛА НА ИНТЕНЗИТЕТ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ (МСК во степени)
(Медведев, Спонхауер, Карник)
(АНАЛОГНА НА МЕРКАЛИЕВАТА СКАЛА)

I. Незабележлив

Интензитетот на осцилациите е под границата на чувствителноста; треперењето го забележува само сеизмограф.

II. Одвај забележлив (многу слаб)

Осцилациите ги чувствуваат само одделни луѓе што лежат во куќите, особено на горните катови на зградите.

III. Слаб, само делумно забележлив

Земјотресот го чувствуваат мал број луѓе што се во куќите, а надвор само во одредени поволни услови. Осцилациите се слични на оние од минување на лесен камион. Внимателните луѓе забелжуваат нишање на предмети што висат.

IV. Широко забележлив

Земјотресот го чувствуваат многу луѓе во куќите, а надвор малкумина. Некои се разбудуваат, но никој не е заплашен. Осцилациите се слични на оние од добро натоварен камион. Прозорците, вратите и сидовите свечаат, подовите и сидовите шкрипат. Покуќнината се тресе, а предметите што висат малку се занишуваат. Течностите во отворени садови малку се занишуваат. Во моторните возила што стојат ударот е забележлив.

V. Разурнувачки

Земјотресот се чувствува од сите во куќите и од многумина надвор. Многу луѓе што спиеле се разбудуваат, а мал број бегаат од куќите. Животните се вознемируваат. Зградите целосно затреперираат. Предметите што висат се занишуваат. Сликите се нишаат по сидовите или се поместуваат од местото. Некои часовници со нишало застануваат. Неприцврстените предмети можат да се поместат или превртат. Вратите и прозорците се отвораат со тресок, а потоа се затвораат. Течностите плиснуваат во мали количества од зацврстени отворени садови. Впечатокот од осцилациите е сличен на оној од тешки предмети што паѓаат внатре во зградата.

Можни се штети од I степен во некои куќи од печена глина и од камен. Понекогаш настанува промена во издашноста на изворите.

VI. Заплашувачки

Почувствуван во најголем број луѓе во куќите и надвор. Многумина кои се во зградите се заплашуваат и бегаат. Некои губат рамнотежа. Домашните животни бегаат од шталите. Во многу случаи садови или други стаклени предмети можат да се скршат, книгите од полиците паѓаат, сликите се поместуваат, а нестабилните предмети се превртуваат. Тешките парчиња од покуќнината можат да се покренат, а малите црквени свона можат да засвонат.

Штети од I степен се појавуваат на одделни згради од печена глина, камени блокови и др.

Пукнатините во широчина од 1 cm се можни во влажна почва; во планините има некои лизгања на земја; промена во издашноста на изворите и на нивото на водата во бунарите.

VII. Оштетување на згради

Голем број на луѓе се заплашуваат и бегаат надвор од зградите. Многу не можат да се задржат на нозе. Осцилациите ги забележуваат луѓето кои се возат во коли. Големите свона засвонуваат.

Многу армирани згради претрпуваат штети, а на зградите од тули штетите се од II степен. Голем број згради од плитар и камен претрпуваат штети од III степен, некои од IV степен. Во одделни случаи има лизгање на земја на патиштата на стрмните падини; има појави на пукнатини на патиштата, водовите на цевките оштетени и пукнатини на камените сидови.

Се подигаат баранови на водите и таа се заматува од калта. Нивото на водите во бунарите и издашноста на изворите се менуваат. Понекогаш пресушените извори протечуваат, а активни извори пресушуваат. Во ретки случаи, делови од песокливи или шљунковити брегови се уриваат.

VIII. Силни штети на зградите

Страв и паника кај луѓето; лица што возат моторни коли се исто така растревожени. Некаде се кршат гранки од дрвјата. Дури и тешката покуќнина се поместува, а делумно и се превртува; висечките лампи делумно се оштетуваат.

Голем број армирани згради претрпуваат штети од II степен, голем број згради од печена тула претрпуваат штети од III степен, а оние од плитари се рушат. На места се кршат шавовите на цевките. Разни споменици се поместуваат или се оштетуваат. Надгробните споменици паѓаат, а камените сидови се рушат.

Настануваат мали лизгања на земја во дупките, на патиштата од насип и на стрмните падини; пукнатини на почвата во ширина од

неколку сантиметри. Водата во езерата се заматува, а се појавуваат и нови резервоари. Сувите бунари се полнат, а постојните пресушуваат. Во многу случаи се менува издашноста и нивото на водата.

IX. Општо оштетување на зградите

Настанува општа паника кај луѓето; значителни оштетувања на покуќнината. Животните трчаат таму-ваму збунети и рикаат.

Многу армирани згради претрпуваат штети од III степен, некои од IV степен. Споменици и столбови паѓаат. Настануваат штети на резервоарите, а подземните цевки делумно пукнати. Во некои случаи железничките пруги се извиваат, а патиштата се оштетуваат.

Ниското земјиште се поплавува со вода, песок и кал. Можно е да настанат пукнатини во почвата во широчина до 10 cm, а на падините и речните брегови и повеќе од 10 cm. Доаѓа до паѓање на карпи, многу лизгања и течење на земја; големи бранови на водите. Исушените бунари повторно добиваат вода, а бунарите со вода пресушуваат.

X. Општо рушење на зградите

Многу армирани згради добиваат штети од IV степен, некои од V степен. Критични штети настануваат на браните и насипите и сериозни на мостовите. Железничките пруги незначително се извиткуваат. Калдрмата или асфалтот на патиштата добиваат бранови.

Почвата се распукнува во широчина и до неколку dm, понекогаш и до 1 m. Паралелно со течението на реките се појавуваат широки пукнатини. Растресената земја се урнува низ стрмните падини. На речните и на стрмните морски брегови можно е прилично лизгање на земјата. Во областите на морскиот брег доаѓа до раздвижување на песок и кал; промена на водата во бунарите; водата од каналите, езерата и реките се излива врз бреговите. Се појавуваат нови езера.

XI. Катастрофа

Катастрофа значи големи штети дури и на добро сидани згради, мостови, брани и железнички пруги. Автопатиштата постануваат неупотребливи, а подземните цевки се уништени.

Тлото во голема мера е уништено со широки пукнатини и раседи, како и поместување во хоризонтален и вертикален правец. Настануваат бројни лизгања на земја и паѓање на карпи.

XII. Промени во топографијата

Практично сите градови во голем степен се оштетени или уништени.

Површината на почвата се променила радикално. Се забележуваат значајни пукнатини на почвата со големи хоризонтални и вертикални поместувања. Паѓање на карпи и уривање на речните брегови, на големи простори се форираат езера, се појавуваат водопади, а реките го менуваат своето корито.

Интензитетот на земјотресот бара посебни испитувања.

1. ОСНОВНИ СТРУКТУРНИ ФОРМИ НА КАРПИТЕ ВО ЗЕМЈИНАТА КОРА

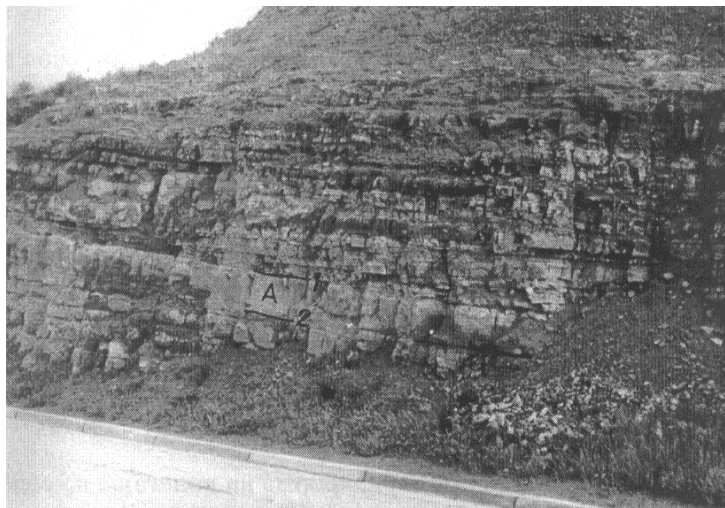
Формите на карпите во земјината кора и нивната положба во зависност од нивното залегање се познати како структурни форми или структури. Формите создадени од карпите во земјината кора се разновидни и имаат различна генеза. Ако формата на карпите не е изменета, туку е останата така како што била во времето на нивното образување, тие имаат примарни (неизменети) форми, додека оние што биле зафатени со деформации, како резултат на тектонските движења и се појавуваат во многу сложени форми, се издвојуваат како секундарни односно дислокациони форми.

2. ПРИМАРНИ ФОРМИ НА СЕДИМЕНТНИТЕ КАРПИ

Најраспространетата примарна форма на залегање на седиментните карпи е слојот кој лежи во хоризонтална положба. Слојот претставува геолошко тело од седиментни карпи, кој зазема доста голема површина и релативно мала дебелина. Слојот е ограничен (одделен) со јасно изразени површини. Дебелината на слојот може да варира од неколку сантиметри до неколку метри, додека во хоризонтален правец може да се следи на стотици метри и километри. Главна карактеристика на слојот е таа што тој насекаде го има истиот состав.

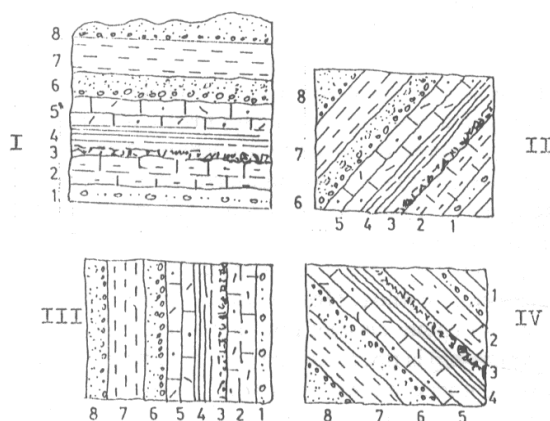
Седиментните карпи кои се изградени од група на слоеви кои лежат еден преку друг укажуваат дека секој слој што е помлад лежи над постариот. Тие може да бидат од различен состав - песочници, глинци, варовници и др. Слоевитоста, односно површината што ги дели слоевите, укажува на смена на условите на седиментација, која имала краток период за време на таложењето.

Секој слој има своја долна и горна површина, кои се познати како подина и повлата на слојот. Подината на слојот ја чини оној слој (или група слоеви) кој лежи под него. Неговата повлата ја претставува слојот, или група слоеви, што лежи над слојот, односно преку слојот (сл. 88). Најблиското растојание помеѓу подината и повлатата на слојот ја дефинира неговата дебелина (моќност). Ако дебелината на слојот во некој правец се намалува и сведува на нула, тоа значи дека тој слој исклинува. Ако тоа се случува на мали растојанија тогаш слојот има форма на леќа. Ако слоевитоста е многу тенка (2-3 mm) тогаш станува збор за микро-слоевитост, односно листеста слоевитост, додека ако дебелината на слојот е од 1 до 25 cm, таа е плочеста, а повеќе од 25 cm е банковита.



Сл. 88 Слоевитост на наслаги со различна дебелина
А - еден слој; 1. повлата 2. подина на слојот

Ако слоевитоста не е изразена, карпите се масивни. Во зависност од формите кои се настанати во седиментните наслаги, слоевитоста може да биде: хоризонтална (сл. 88), која укажува дека таложењето на наслагите е во мирна средина (во морски или езерски услови, во подлабоките делови, релативно оддалечени од брегот), брановидна слоевитост која укажува на движењето во различни правци во условите на седиментација и коса слоевитост која покажува на движење на средината во седиментација во ист правец (делти и прибрежни делови). Во целост, слоевитоста во природни услови во однос на хоризонталната рамнина може да се подели во четири групи (сл. 89):



Сл. 89 Различна положба на слоевитост
I - хоризонтална, II - коса, III - вертикална, IV - превртена

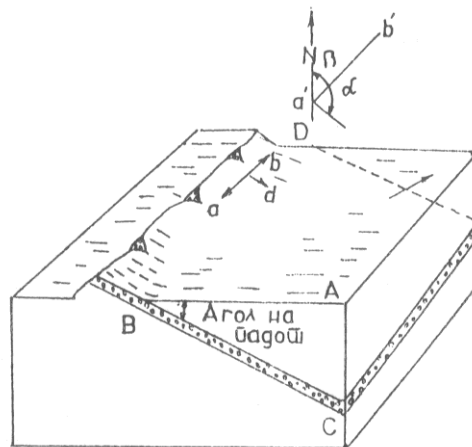
- горизонтална слоевитост е во случај кога слоевите немаат изразита насока на залегање, ниту паден агол, а според тоа, ниту протегање во однос на координатниот систем;

- коса слоевитост е кога слоевите се наведнати (наклонети) под различен агол во однос на хоризонталната рамнина и тоа од 0° до 90° ;

- вертикална слоевитост има кај слоеви кои се карактеризираат со стрмни-вертикални падови и во однос на хоризонталната рамнина се под агол од 90° ;

- превртена слоевитост, во случај кога положбата на слоевите е таква што подинскиот дел од слојот се наоѓа на горната страна, т.е. повлатниот дел е од долната страна. Аголот помеѓу падот на слојот и хоризонталната рамнина е поголем од 90° , односно слојот се наоѓа во инверзна положба. Определувањето на превртените слоеви се дефинира во слоевите со зрнест состав (песочници-конгломерати), бидејќи покрупните фракции се наоѓаат во подинските делови, додека поситните се во повлатните, односно горните делови на слојот.

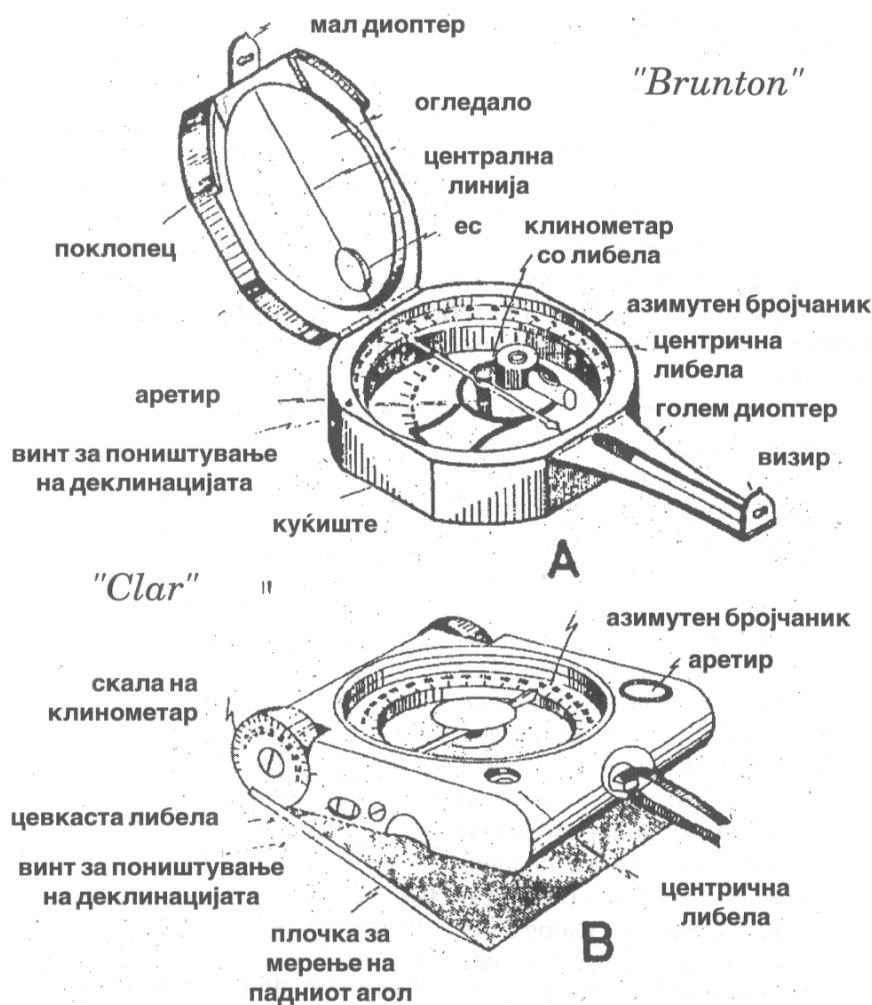
Позицијата на слоевите во просторот се одредува со два елемента на нивната положба: 1. нивната насока (азимут на пад), што се дефинира според насоката на пад на слојот и аголот со северниот меридијан и 2. падниот агол, кој укажува за колку степени слојот е наклонет во однос на хоризонталната рамнина (сл. 90).



Сл. 90 Елементи на пад на слој во земјината кора: протегање (a-b), насока на пад (d), β - азимут на протегање, α - азимут на падот (азимут - агол помеѓу меридијан и правецот што го мериме).

Падниот агол на слојот се мери со помош на геолошкиот компас, така што тој се поставува со својата должина паралелно со насоката на падот која е нормална на правецот на протегањето, а се отчитува

според положбата клинометарот и може да варира од 0° до 90° . За дефинирање на положбата на слојот во просторот се мери азимутот на падот, кој претставува хоризонтална проекција на насоката на падот и се чита како агол меѓу насоката на падот и насоката север. Азимутот на падот може да варира од 0° до 360° , но за разлика од протегањето, азимутот на падот има само една вредност. Азимутот на протегање има две вредности (со плус или минус 90° од вредноста на азимутот на падот). Така на пример, ако азимутот на падот е $90/40$, што значи слојот паѓа кон исток (90°), под агол од 40° , неговото протегање е меридионално ($180^\circ - 360^\circ$, односно север - југ).



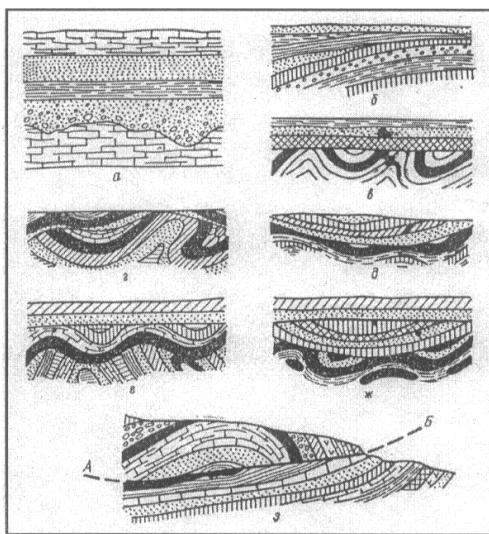
Сл. 91 Два типа на геолошки компаси: "Brunton" и "Clar", на кои се прикажани главните делови

2.1. ОДНОСИ ПОМЕЃУ НАСЛОЈКИТЕ (ПАКЕТИ НА СЛОЕВИ)

Односот помеѓу наслојките, односно пакети на слоеви, може да биде конкордантен и дискордантен. Конкорданцијата претставува постепен преод на наслојките, од постари кон помлади, без да се забележи некаков прекин во седиментацијата и слоевите во целост се паралелни едни со други.

Дискорданцијата е појава кога во седиментацијата постои хијатус (празнина) помеѓу постарите и помладите седиментни наслојки. Како резултат на тектонските движења кои доведуваат до појавите на трансгресија и регресија, може да дојде до прекинување на седиментацијата (таложењето), односно хијатус. Овој прекин може да биде одреден со стратиграфски методи и може да одговара на цела ера, период, епоха, век и др. Во времето на хијатусот, слоевите што се настанати дотогаш со тектонските движења може да бидат подложни на ерозија, набирање, метаморфизам и др.

Според формите со кои се манифестира дискорданцијата, таа може да биде паралелна (скриена), аголна (ангуларна), локална и регионална (сл. 92).



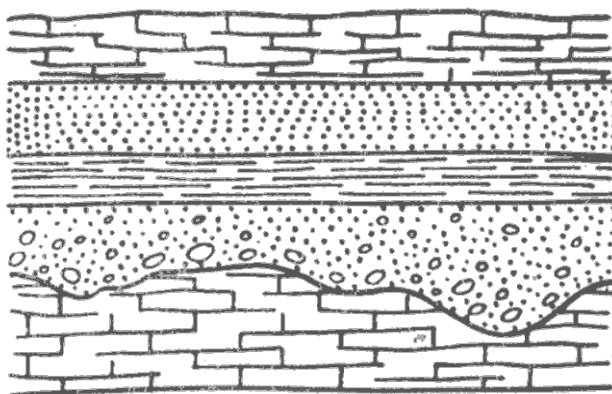
Сл. 92 Различни типови на дискорданција: а) стратиграфска (со прекин во седиментацијата); б, в) аголна дискорданција (сооднос на недислоцирани-помлади слоеви со дислоцирани-постари); г, д) аголна дискорданција (сооднос на два комплекса разво дислоцирани); е,ж) аголна дискорданција (сооднос помеѓу два разво дислоцирани комплекса со трет кој лежи хоризонтално); с) тектонска дискорданција (сооднос на два комплекса разво дислоцирани во контакт по расед); АБ -линијата на раседот.

2.2. ПАРАЛЕЛНА (СКРИЕНА) ДИСКОРДАНЦИЈА

Паралелната дискорданција претставува структурна форма со присуството на хијатус во седиментацијата кога слоевите од двата пакети се со различни возрасти, но помеѓу помладите и постарите слоеви отсуствува дел кој би ги поврзувал во еден комплекс. Во овој случај слоевите се во хоризонтална или наклонета положба, но се конкордантни помеѓу себе. Хијатусот се манифестира со отсуство на слоеви кои би укажувале на непрекинато таложење на седиментите, што се потврдува со палеонтолошки методи.

Во случај кога пакетот од помладите слоеви е од ист литолошки состав (постои само стратиграфска дискорданца), тогаш таа претставува скриена дискорданција (дијастема)

Паралелната дискорданција може да биде добро изразена во случаи кога помладите од постарите слоеви литолошки се разликуваат, или помладите во подинските делови се застапени со базални конгломерати (сл. 93).



Сл. 93 Паралелна дискорданција

Аголна дискорданција. Оваа дискорданција е тесно поврзана со различниот наклон на пакетите на слоеви од различна старост. Таа укажува дека постариот пакет на слоеви, за време на хијатусот, бил подложен на тектонски процеси (дислоцирање-набирање и раседнување), а потоа со ерозијата дел од нив бил еродиран. Со покасните тектонски движења дадената област повторно била зафатена со тонење и на нејзиниот простор повторно се формира пакет на слоеви кои лежат дискордантно преку слоевите од постариот пакет (сл. 92). Често пати во базата на помладите слоеви се присутни базални конгломерати.

Аголна дискорданција може да постои помеѓу неколку групи на пакети на слоеви, што укажува на полифазност на тектонските движења кои се одвивале во различни периоди. Првиот хијатус условил прво дислоцирање на најстарите слоеви, потоа настанала нова седиментација и повторно хијатус и дислоцирање и на тој начин процесите се повторувале низ геолошката историја.

Дискорданцијата може да биде регионална, која зафаќа големи пространства и локална, која е поврзана само со определен терен.

Изучувањето на конкорданцијата и дискорданцијата како структурни (тектонски) форми во геологијата има големо значење, пред сè за реставрација на геолошката историја на развитокот на дадениот терен, на смената на периоди на седиментација со периоди на издигање, хијатусите и тектонската активност.

3. НАБОРИ

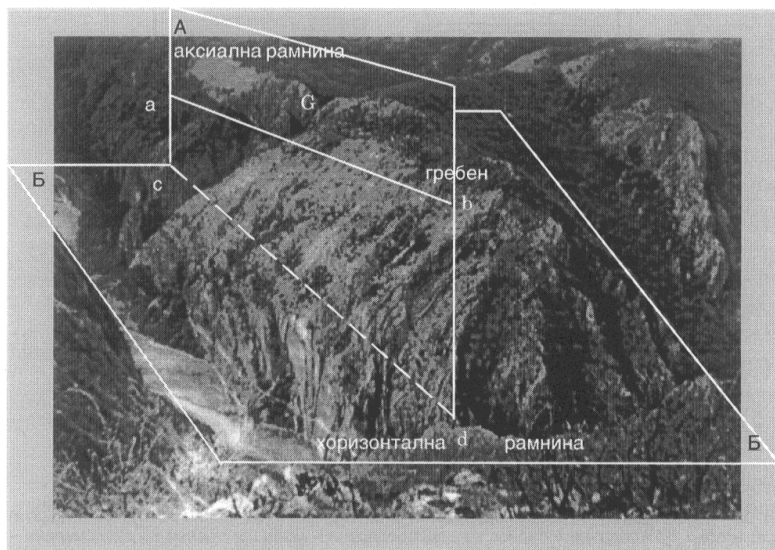
Дефиницијата на наборот има опишен карактер и ги опфаќа сите форми на наборни структури, без оглед дали тие се од тектонско или нетектонско потекло, бидејќи причините за формирање на наборите не се секогаш јасни. Поголемиот дел од наборите се јавуваат како резултат на дејството на тектонски притисок. Во целост, наборите се дефинираат како пластична зафатнинска деформација на карпестите маси во земјината кора, кои повеќе или помалку имаат форма на бранови.

Наборите настануваат и се појавуваат во сите типови карпи во земјината кора, но најповолни услови за нивно формирање се геолошките тела во кои слоевитоста е многу добро изразена во вид на паралелни слоеви и ушкриленост. Затоа, наборите најчесто се распространети во седиментните и метаморфните, а помалку во магматските комплекси.

Елементи и типови на набори. За наборите се карактеристични нивните елементи претставени со: должина, ширина и висина. Должината се дефинира со должината на оската на наборот; широчината со широчината на бранот, а височината е дефинирана со амплитудата на наборот. Вредностите на овие параметри се различни кај целосните набори (антиклинален и синклинален дел). По правило кај поголем број на набори осната должина е поголема од осната ширина и висина (сл. 94).

Целосен бран се добива кога слоевите формираат два свиока. Свиокот надолу се означува како синклинала, а свиокот нагоре се означува како антиклинала. Овие форми имаат и свое стратиграфско значење, бидејќи кај антиклиналата, која претставува испупчена (конвексна) наборна форма, во нејзиното јадро лежат постари карпи,

додека кај синклиналата како конкавна наборна форма, во јадрото се застапени помлади карпи.



Сл. 94 Антиклинала и нејзини елементи: А - аксијална рамнина, Б - хоризонтална рамнина и. а-б) шарнир на наборот, с-д) оска на наборот

Во секој набор (антиклинала или синклинала) се разликуваат (издвојуваат) следните елементи (сл. 95):

1. Местото на свиткување, т.е. сводниот дел на антиклиналата се вика теме или гребен, а најдолниот дел во синклиналата дно (кил).

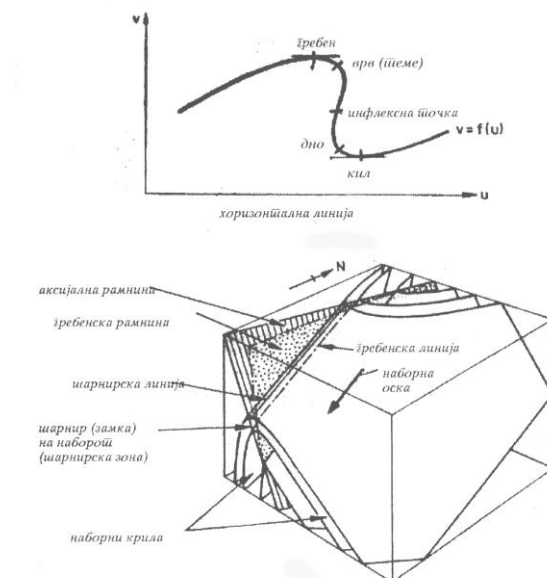
2. Крило на наборот е дел од наборот, каде слоевите имаат ист паден агол. Во секој набор се издвојуваат две крила, поврзани со гребенот кај антиклиналата или со килот кај синклиналата. Со нив се определува распространувањето на наборите.

3. Аксијалната рамнина (површина) е претпоставена површина што го дели на два еднакви дела аголот помеѓу крилата на наборот.

4. Оска на наборот претставува линија по која аксијалната рамнина се сече со земјината површина.

5. Јадро е внатрешниот дел од наборот, кој се наоѓа во централните делови на наборот близу до аксијалната рамнина.

6. Шарнир е линија по која аксијалната рамнина се сече со површината на било кој слој што учествува во формирањето на наборот.



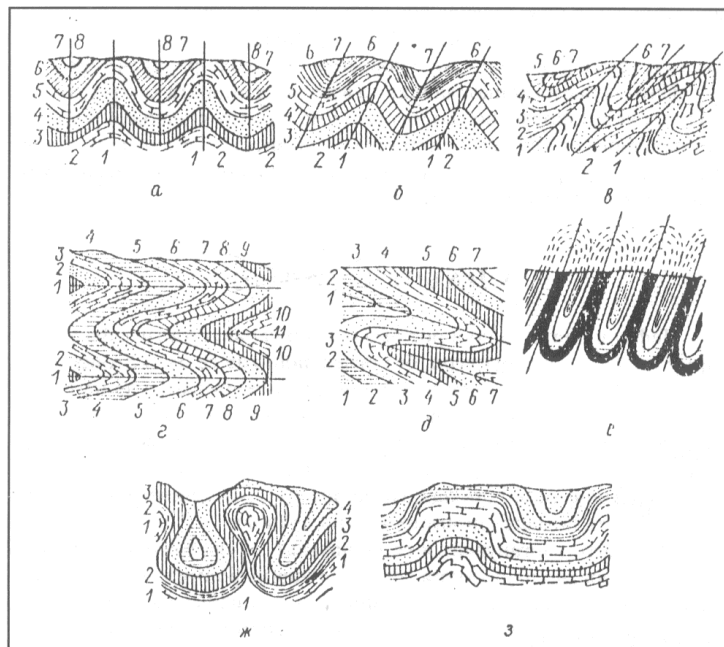
Сл. 95 Основни елементи на наборните структури

Според морфолошките и геометриските карактеристики наборите може да се претстават со нивните напречни, надолжни (лонгитудинални) и хоризонтални пресеци. Во напречен пресек наборите се разликуваат според положбата на аксиалната рамнина во просторот на структурите и според падните агли на крилата.

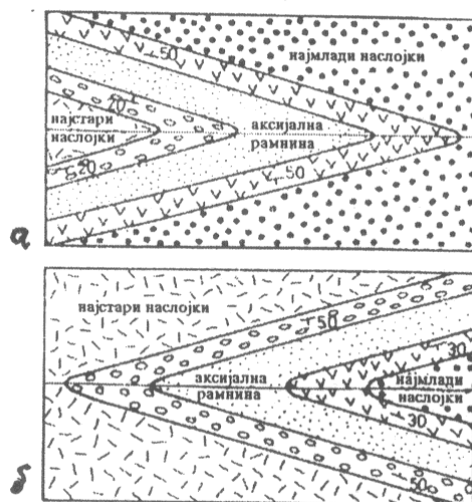
Меѓу формите на наборите во напречен пресек и според положбата на аксијалната рамнина разликуваме: симетрични или исправени набори кога аксијалната рамнина е вертикална, а крилата паѓаат на различни страни под ист агол, коси набори кога аксијалната рамнина е наклонета кон хоризонталната рамнина, а крилата, кои паѓаат на разни страни, имаат различен паден агол.

Превртени набори се оние кај кои крилата паѓаат во иста насока, при што повлатното крило има нормална положба а подинското крило има инверзна положба. Полегнат набор е оној кај кој аксијалната рамнина има хоризонтална или скоро хоризонтална положба и нурнат набор, ако аксијалната рамнина повива во обратен правец на падот.

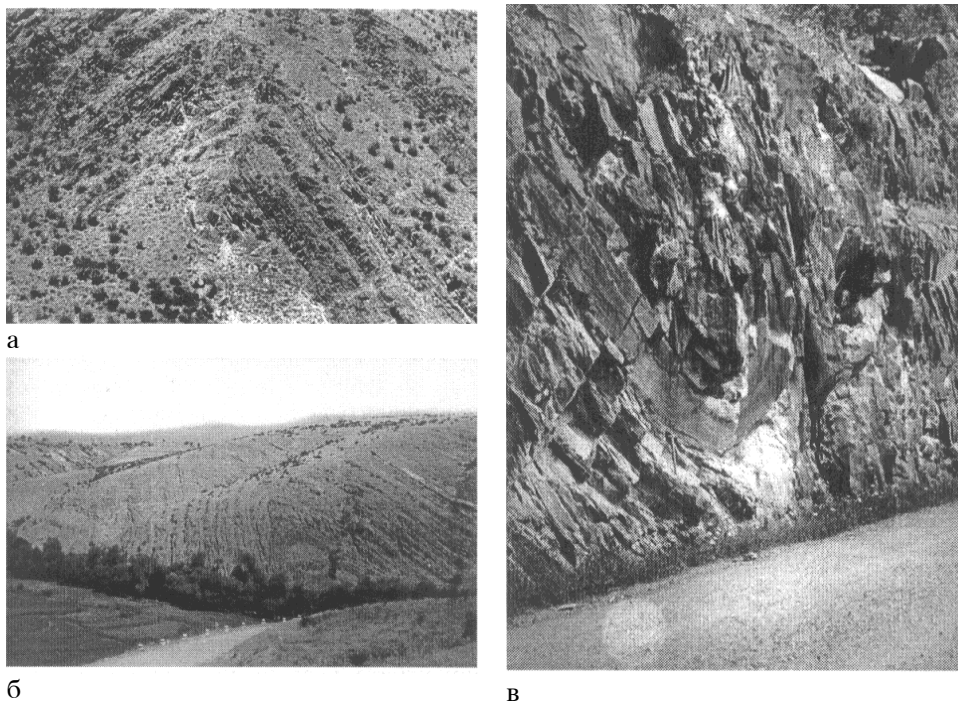
Набори чии крила се паралелни со аксиалната рамнина и се меѓусебно паралелни претставуваат изоклинални набори. Наборите кај кои крилата конвергираат прво кон шарнирот, а потоа спротивно од него, се издвоени како лепезести. Набори кои имаат рамни темиња со двојни шарнири и стрмни крила се сандачести набори (сл. 96).



Сл. 96 Типови на набори во напречен пресек: а) исправени; б) коси; в) превртени; г) полегнати; д) нурнати; е) изоклинални; ж) во форма на лепеза; з) сандачести; 1-11 редослед на слоевите по старост (1 најстари, 11 најмлади). Полните прави линии ја претставуваат положбата на аксијалната рамнина



Сл. 97 Положба на слоевите во хоризонтален пресек во а) антиклинала б) синклинала



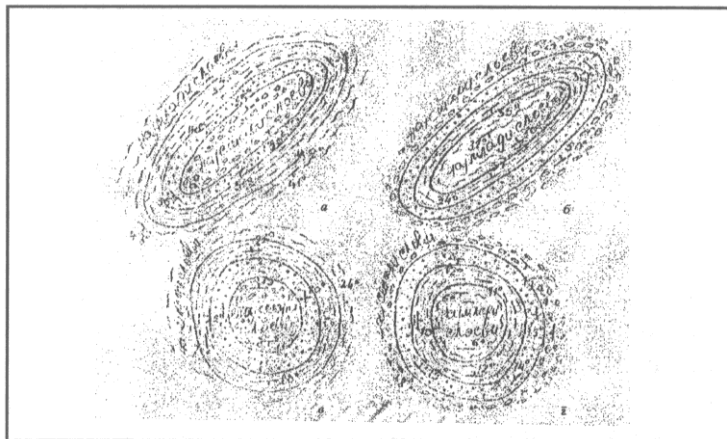
Сл. 98 Типични структури - антиклинали на терените во Македонија
а) исправена, б) коса, в) изоклинална.

Типови на набори според нивната проекција во хоризонтална рамнина. Во пресек со хоризонталната рамнина, различните типови набори според положбата на шарнирот (освен полегнатите и превртени набори) се јавуваат во форма на паралелни траки (од слоеви). Постарите траки се јавуваат долж оската на антиклиналите, а помладите долж оската на синклиналите.

Меѓутоа, доколку шарнирот ундуира (тоне или се издига) во однос на хоризонталната рамнина, а во случај на тонење на шарнирот, доаѓа до зближување и соединување на слоевите со иста старост, кои се наоѓаат во крилата на антиклиналите. Доколку слоевите од иста старост се оддалечуваат во нивните крила, станува збор за синклинали.

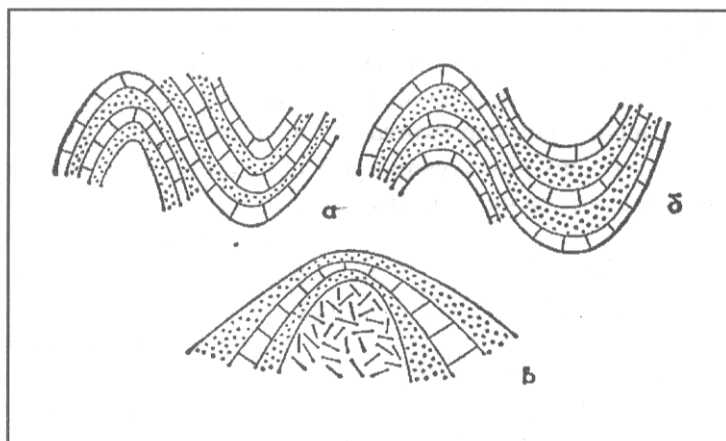
Антиклиналните набори обично завршуваат со тонење на шарнирот и местото каде слоевите од иста старост се соединуваат и постепено минуваат во хоризонтално залегање се нарекува периклинала, а во случај на синклинала, кога шарнирот се издига, местото каде се соединуваат слоевите со иста старост се нарекува центриклинала. Набори чија форма во хоризонтална рамнина е во вид на елипса се познати како брахиформни структури. Кај типичните брахинабори обично односот на ширината и должината не е поголем од 1:10. Ако тој

однос е поголем, тогаш имаме линиски набори. Во случај кога односот е помал од 1:3 брахиантиклиналите се познати како доми (куполи) а брахисинклиналите како басени (сл. 99).



Сл. 99 Типови на набори во зависност од нивната форма во план
а) брахиантиклинала; б) брахисинклинала; в) дома; г) басен

Типови на набори во зависност од односот на дебелината на слоевите што ги формираат антиклиналите и синклиналите. Во зависност од промената на дебелината на слоевите во наборите, истите се издвојуваат како: паралелни, набори од сличен тип и дијапирски набори (сл. 100).



Сл. 100 Типови на набори според односот на дебелината на слоевите
а) паралелни набори; б) набори од сличен тип; в) дијапирски набори

Паралелните набори се карактеризираат со тоа што дебелината на слоевите во крилата и темето (односно дното) на наборите е приближно иста.

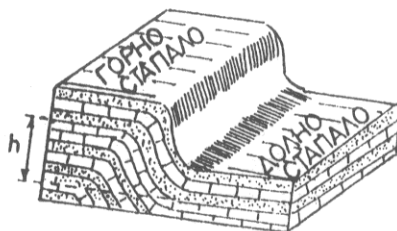
Во зависност од механизмот на тектонските процеси (од правецот на напрегањата) редукцијата на слоевите може да биде на крилата (наборите од сличен тип) или редукцијата може да биде во темето на наборот (дијапирските набори).

Како крупни наборни форми во платформите кои зафаќаат релативно широки пространства се антеклизите и синеклизите. Антеклизите претставуваат крупни антиклинални форми развиени во платформите. Нивниот пречник достигнува до неколку стотици km, додека нивната површина достига од 60 000 до 100 000 km². Во план нивната форма е изометрична или издолжена.

Падовите на слоевите во крилата на антеклизите се карактеризираат со многу мали агли и наклон од неколку степени. Типичен пример претставува Вороњежката антеклиза (Русија).

Синеклизите претставуваат крупни благи депресии во рамките на платформите со синклинални форми. Тие се карактеризираат со тоа што услоените маси на крилата се карактеризираат со мошне благи наклони во просек до 5 m/km. Тие, исто како и антеклизите, имаат големи димензии (од стотици до илјадници километри во пречник). Најпознати синеклизи се внатрешниот басен во Северна Америка со површина од 5 000 000 km², и Московската синеклиза на Руската платформа околу 1 000 000 km².

Флексура претставува коленасто извиткување на слоевите со хоризонтално или моноклинално залегање и претставуваат еден вид на набор со едно крило (сл. 101). На издигнатиот (горниот) дел на крилото, или на спуштениот (долниот) дел на крилото слоевите имаат исти елементи на пад. Флексурите настануваат во услови на диференцијални движења на блокови на одредена длабочина, кои се издигнати на различни височини (во крутиот фундамент), што доведува до извитување на покривните седиментни слоеви над раседната површина.



Сл. 101 Флексура

3.1. МОРФОЛОШКИ ТИПОВИ НА НАБИРАЊЕ

Наборните форми во комплексите што ја градат земјината кора можат да бидат во различни соодноси. Како крупни и сложени регионални форми се издвоени антиклинориуми и синклинориуми. Во зависност од составот на наслагите во наборните комплекси се издвојуваат хармонични и дисхармонични набори, а според континуитетот на наборите, истите може да бидат холоморфни (поврзани) и идиоморфни (испрекинати, самостојни).

Антиклинориум - претставува крупна и сложена структура со антиклинална форма, односно набран комплекс кој во целина има форма на антиклинала, додека синклинориумот претставува набран комплекс кој во целина има форма на синклинала. Аксијалните рамнини во антиклинориумите имаат лепезест распоред, односно се зближуваат кон аксиалната рамнина во јадрото на антиклинориумот и обратно во синклинориумот се зближуваат во дното. Тоа значи дека вергенцијата на наборите во антиклинориумот е насочена од шарнирот кон крилата, а кај синклинориумот од крилата кон шарнирот.

Хармонични набори се оние набори кај кои слоевите во нив остануваат паралелни или извиткани без појава на меѓусебна дискорданција. Ваков тип на набирање е карактеристичен за комплекси од хомоген литолошки состав, со рамномерна дебелина на слоевите. Дисхармонични набори се јавуваат во случај на променливост на литолошките својства на одделни слоеви и дебелина.

Според начинот на појавување на наборите, како поединечни изолирани или групни, поврзани форми, тие се поделени на холоморфни (поврзани) и идиоморфни (поединечни, испрекинати) набори.

Холоморфното набирање е карактеристично за терени кои се во целост зафатени со набирање без да се издвојуваат одделни подрачја кои се ненабрани. Во овие терени, наборите се линеарни и меѓусебно паралелни и настануваат во услови на општа компресија (тангенцијални притисоци) кои зафаќаат цели зони од земјината кора.

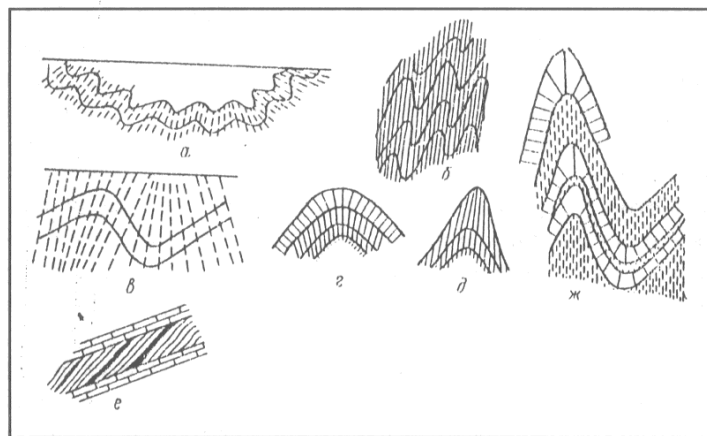
Идиоморфното набирање се карактеризира со локална појава на набори, во средина на ненабрано подрачје. Во овој случај паралелно со антиформните структури (антиклиналите), синфомите (синклиналите) не се развиени. Овој тип најчесто е претставен со брахиформи (брахиантиклинали, доми, поретко брахисинклинали). Овие набори се јавуваат како самостојни и не се поврзани со развитокот на целата наборна зона. Тие се карактеристични претежно за платформните области.

Во случај кога еден мал пакет од непластични слоеви е вклучен помеѓу пластични слоеви, непластичните слоеви се кршат во одделни сегменти со што настанува **будинаж**. Будините претставуваат леќи или

блокови од кртиот слој сместени помеѓу пластичните (компактни) слоеви. Тие се јавуваат како резултат на растегање на компактните слоеви и триење и компресија врз пластичните слоеви, кои во дадени услови течат и ги пополнуваат деловите каде притисоците се помали.

Посебни форми на пластична деформација претставуваат наборите познати како **дијапири**. Ако во пакетот на седиментни слоеви се присутни слоеви од минерална сол, глина и други наслаги со висока пластичност, како резултат на нерамномерен притисок во пакетот на слоеви, материјалот од пластични слоеви се втиснува во просторите каде притисокот е помал и прави одделни проширувања. При тоа се формираат јадра од втиснатиот пластичен материјал кој се втиснува нагоре пробивајќи ги покривните слоеви. На овој начин се формираат дијапирски набори, во чии јадра пластичниот материјал е многу сложено деформиран. Такви форми се карактеристични за солени куполи (доми, дијапири).

При формирањето на наборите, со меѓусебното триење на слоевите доаѓа до појава на цепање во вид на тенки плочки, кои обично се коси или паралелни со слоевитоста. Оваа структура во наборите е наречена **кливаж**. Истиот настанува со паралелната ориентација на издолжени минерали, или со појава на систем на паралелни ситни пукнатини кои често пати ја маркираат вистинската слоевитост. Посебна форма на кливаж на течење и прекристализација е шкрилавоста. Кливажот во однос на аксиалната рамнина на наборите може да биде: аксиален (главен) кливаж, кливаж паралелен на аксиалната рамнина, и обратно лепезаест кливаж, конвергентен кливаж, дивергентен кливаж и S-оиден кливаж (сл. 102).



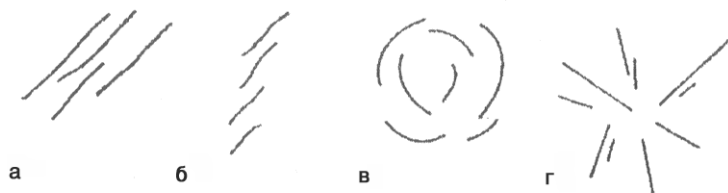
Сл 102. Кливаж: а, б - аксиален кливаж (паралелен на аксиалната рамнина), в, г- конвергентен кливаж, д - дивергентен кливаж, е - кливаж во форма на буквата S, ж - комплексен кливаж во карпи со различна пластичност.

4. РУПТУРНИ СТРУКТУРИ

Пукнатините и раседите претставуваат тектонски форми кои се манифестираат со кршење на карпестите маси во земјината кора.

Пукнатините претставуваат руптури во земјината кора, во карпестите маси, кога по двете страни од нив не се забележува поместување (значајно поместување), паралелно со протегањето на руптурата. Пукнатините се најраспространети структурни форми и практично тие настануваат во сите стадиуми на развојот на карпестите маси. Така, тие може да настанат пред и после консолидација на седиментите, за време на консолидацијата на магматските карпи, при набирањето и деструкцијата на карпестите маси и т.н. Бидејќи пукнатините се механички површини на дисконтинуитет на карпестите маси по кои не доаѓа до движење или движењето е минимално, мошне е тешко да се определи релативната старост на различно ориентираните пукнатини.

Пукнатините по своето потекло (генеза) можат да бидат тектонски и нетектонски. Првите доминираат и претставуваат системи обединети во определена мрежа од пукнатини и се тесно поврзани со деформациите кои довеле до формирање на раседните дислокации, т.е. до структурите на дисконтинуитет. Нетектонските пукнатини се карактеризираат со полигонална мрежа на пукнатини, се распространети на мали простори, често исклинуваат и нивната генеза е поврзана со диагенезата и епигенезата на карпите. Секоја пукнатина има само една површина на дисконтинуитет. Група на пукнатини меѓусебно паралелни по својата ориентација претставуваат систем на пукнатини, додека блиско поставени пукнатини во карпеста маса чинат пукнатинска зона. Според взаемните односи, односно распоредот на пукнатините на површина на Земјата, истите можат да бидат паралелни, ешалонирани (кулисни), прстенести и радијални (сл. 103).



Сл. 103 Системи на пукнатини според меѓусебниот распоред

а - паралелни, б - ешалонирани, в - прстенести и г - радијални пукнатини

Според положбата на пукнатините кон површините на слоевитоста, пукнатините може да бидат: послојни (паралелни на слоевитоста), напречни и коси.

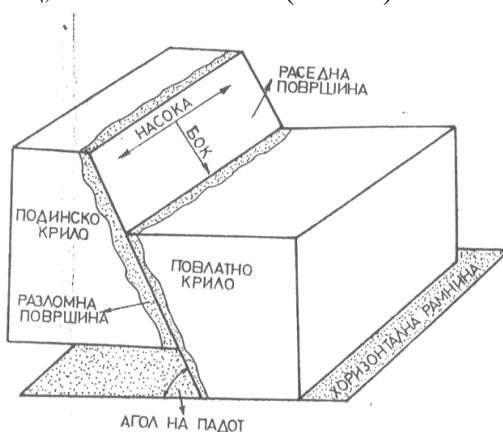
Пукнатините на екстензија (истегнување) и компресија се нормално поставени кон оската на притисок, односно растегање. Пукнатините на смолкнување настануваат како дополнително на компресионите сили (напрегања).

5. РАСЕДИ

Раседите претставуваат руптурни структури со тектонски создадена механичка површина на дисконтинуитет по кои се врши кршење на карпестата маса и издвојување на блокови. Често пати овие дислокации во литературата се познати како дисјунктивни дислокации или разломни дислокации (разлом, ако зафаќа поголем регион). Просторната положба на раседните површини е дадена со азимутот на нивната ориентација и со насоката на падот и големината на падниот агол.

Елементи на расед. Раседот е претставен со површина и два странични сегмента издвоени со таа површина. Во зависност од димензиите и формата, сегментите се означуваат како блокови (или крила), а во случај кога раседите имаат планетарно значење, тогаш блоковите претставуваат литосферни плочи.

Раседната површина, независно од тоа дали е една рамна површина или брановита површина во форма на зона, претставува единствена раседна дислокација долж која дошло до поместување на блоковите. Секоја раседна рамнина има свои елементи на ориентација во просторот: правец, насока и наклон (сл. 104).

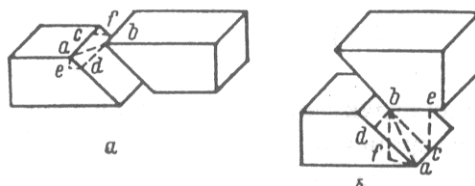


Сл. 104 Елементи на расед

Крила на раседот ги претставуваат двата блока од карпести маси кои се разделени со раседната површина. Блоковите во однос на раседната површина се издвоени како повлатно и подинско крило. Првото се наоѓа над раседната површина, а второто под неа.

На сл. 104, раседната површина е претставена како раседна зона бидејќи обата блока (крила) во зоната на раседот се зафатени со дробење. Како последица на разрушувањето на карпите при формирањето на раседот настанува бреча, а со понатамошно меѓусебно триење настанува милонит (ситно издробена маса во раседните зони).

Подолж раседните површини се врши поместување (движење) на крилата (блоковите) како во вертикален така и во хоризонтален правец. На сл. 105 се покажани елементите на поместување на блокови подолж раседната површина.



Сл. 105 Шема на начин на поместување долж раседите. а) расед со хоризонтално поместување, б) реверсен расед со хоризонтално поместување.

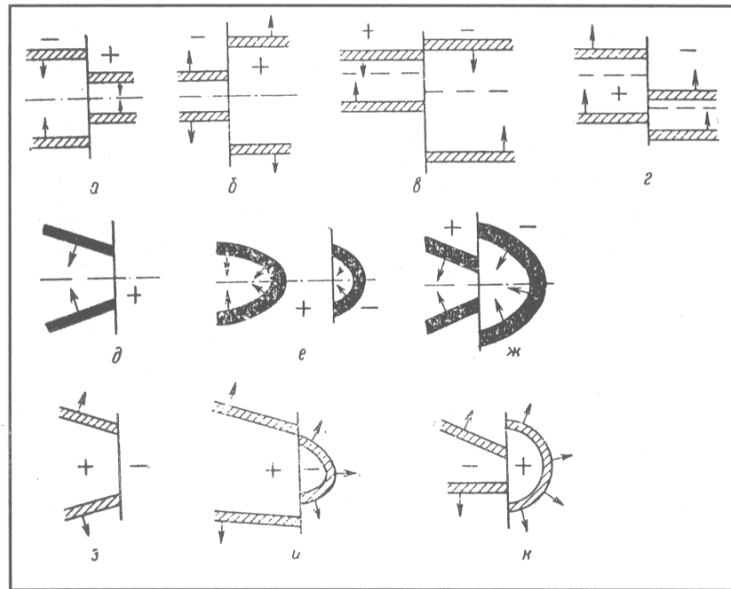
Растојанието "a-b" ја претставува полната амплитуда на поместувањето. Правецот на поместувањето може да се претстави преку неговиот азимут. Во случај кога се определува положбата на линијата на поместување во просторот се мери и падниот агол. Растојанието "a-f" ја претставува хоризонталната амплитуда на поместувањето, која може да се разложи на вектор по протегањето и на вектор по падот. Должината "ae" претставува вертикална амплитуда.

Според падниот агол (аголот на раседната површина со хоризонталната рамнина) раседите се класифицираат на: хоризонтални до субхоризонтални со паден агол од 0° до 10° , раседи со благ пад од 10° - 30° , раседи со среден пад од 30° - 60° , раседи со стрмен пад од 60° - 80° и вертикални до субвертикални раседи од 80° - 90° .

Според ориентацијата на раседната површина кон регионалните структури раседите се класифицираат на лонгитудинални (надолжни), трансверзални (напречни) и дијагонални. Првите се протегаат долж протегањето на наборите, вторите ги сечат наборите напречно, а третите ги сечат под остар агол.

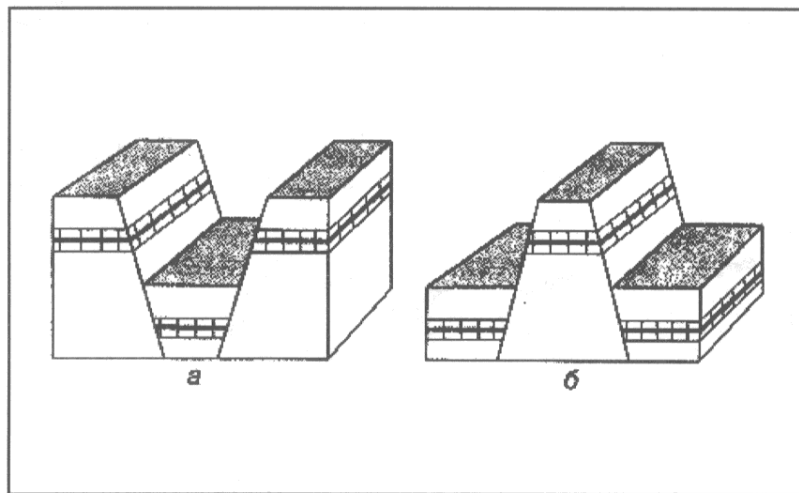
Во случај кога наборите се пресечени со напречни раседи, кога едниот дел е релативно издигнат во однос на другиот, според падните

агли на слоевите (во антиклиналите и синклиналите) може да се дефинира кој дел од наборот е издигнат, односно потонат (сл. 106).



Сл. 106. Начини на површински пресеци на набори со раседи (издигнат дел "+", спуштен дел "-")

Гравитациски раседи се раседи кои настануваат како резултат на истегнување (дилатација) на земјината кора, а како резултат на тие движења доаѓа до спуштање на повлатниот блок. Напрегањата кои ги условуваат гравитациските раседи претставени со дилатација на површинските слоеви од земјината кора произлегуваат од длабочината на земјината кора и тоа од притисокот кој го создаваат структурните елевации, или од напрегањата кои доаѓаат одозгора, создадени од тежината на столбот на карпите во гравитациското поле на Земјата. Затоа, гравитациските раседи најчесто настануваат во засводените делови на издигнатите структури (тектонски масиви и хорстови). Како најизразени форми на гравитациските раседи се хорстовите и грабените (сл. 107). Грабенот претставува спуштен блок помеѓу два раседа, додека издигнат блок помеѓу два раседа претставува хорст. Истите може да имаат сложена форма, со тоа што граничните раседи претставуваат систем на степенести раседи (Охридскиот грабен помеѓу хорстовите на Јабланица и Галичица, а како сложени грабени се Бајкалскиот, Рајнскиот грабен и др.).



Сл. 107 Шема на градба на грабен (а) и хорст (б)

Многу изразени и големи системи на хорстови и грабени, настанати со ширење на океанското дно, се поврзани со средишните океански гребени, со формирање на т.н. рифтови зони. Рифтови (анг. Rift-расцеп, раширена пукнатина) претставуваат многу големи грабени, широки неколку километри, со должина неколку десетици па и стотици километри и со длабочина од 1-4 km.

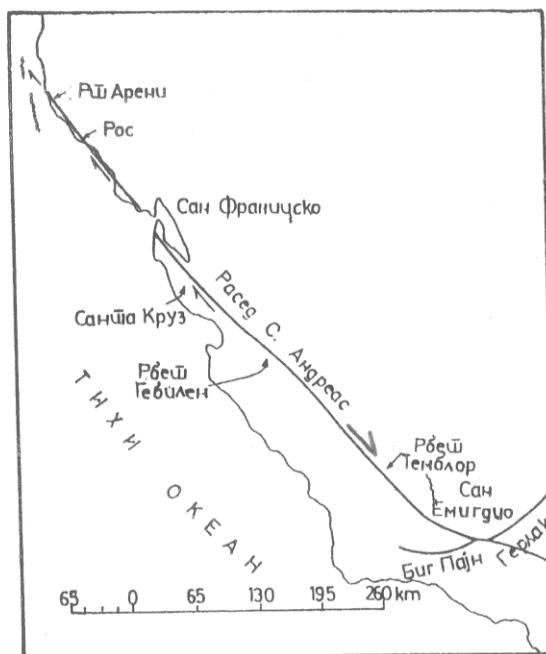
Рифтовите заедно со средишно-океанските гребени, во океаните прават една глобална структура т.н. рифтова зона, која се протега на повеќе од 60 000 km. Во оваа зона влегуваат и сложените системи на грабени што ја сечат Источна Африка, од реката Замбези преку областа на Големите Африкански езера во Абисинија и натаму преку рифтот на Црвено Море и Аденскиот залив се соединува со средишниот гребен на Индискиот Океан.

Средишните океански гребени, со нивните рифтови зони, се поврзани со деловите на океанската кора каде доаѓа до ширење на земјината кора кое продолжува и денес. Со рифтовите зони се совпаѓаат огништата на многубројните земјотреси, каде е констатирано намалување на густината на материјата во горната обвивка, интензивна манифестација на вулканизам и многу висока топлина од внатрешноста на земјата. Многу геолози сметаат дека во рифтовите зони се формира земјина кора од океански тип за сметка на диференцијација на материјата што доаѓа од раседите.

Раседите со хоризонтално поместување на блоковите долж раседната површина (англиски: Strike-slip fault; руски: сдвиг). Се карактеризираат со стрми падови од 70°-90°, а се среќаваат како на континентите така и во океаните. Размерите на овој тип раседи може да бидат од

микроскопски до огромни, кои достигнуаат стотици и илјада километри. Меѓу нив се разликуваат десни и леви раседи. Ако се застане нормално на протегањето на раседот и ако блокот од спротивната страна е поместен од десно на лево, спротивно на движењето на стрелката на часовник, тогаш имаме лево смолкнување, а обратно десно смолкнување (движење на блоковите).

Еден од класичните раседи со десно смолкнување е раседот Сан Андреас во крајбрежниот дел на Северна Америка, кој достигнува околу 3 000 km, а неговата хоризонтална амплитуда (од Јура до денес) се оценува на 400-500 km (сл. 108).



Сл. 108 Раседот Сан Андреас (во Калифорнија, САД)
со хоризонтално поместување на блоковите

Раседите од хоризонтален тип често пати се поврзуваат и со вертикални движења на блоковите, така што тие во природни услови се јавуваат како комплексни раседи со вертикално и хоризонтално поместување на блоковите. Тие, со својата современа активност, се многу маркантни во деформациите на речните долини кои во зоната на овој тип на раседи прават изразити коленасти повивања кои ни укажуваат на правецот на хоризонталното поместување.

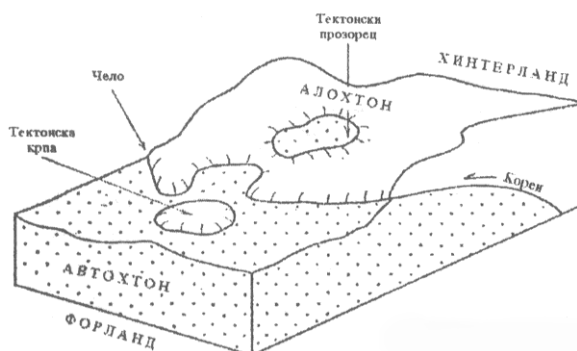
Меѓу раседите со хоризонтално поместување се регионалните раседи од типот транскурентни и трансформни раседи. Транскурентни

раседи се коси или напречни во однос на регионалните структури, при што падот на раседната површина е доста стрм. Трансформните раседи се карактеристични за сите средишно океански гребени, се појавуваат напречно на рифтовите зони и се поврзани со процесот познат како спрединг на океанска кора.

Реверсни раседи претставуваат такви руптурни форми кај кои раседната површина паѓа стрмо со агол од 45° до 60° , при што повлатното крило (блок) е издигнато во однос на подинското. Овој тип на раседи настанува во услови на тангенцијални (компресиони притисоци) во фазата на формирање на превртените наборы. Посебни форми на реверсни раседи претставуваат навлаките и лушпите.

Лушпи претставуваат систем на повторување на наборы, одвоени со реверсни раседи со побилаг пад (околу 30°).

Навлаките настануваат со компресиони тектонски движења, кога долж раседната рамнина, која има релативно благ пад, повлатното крило е навлечено преку подинското на големо растојание, до десетина и стотина километри. Во литературата подинското крило кое е останато на своето место се нарекува автохтон, а навлеченото алохтон (сл. 109).



Сл. 109 Елементи на навлака

Навлаките со многу голема амплитуда и со брановидна раседна површина се наречени шаријажи.

Во шаријажите се разликуваат чело или фронтален дел (тоа е предниот дел на алохтонот), а неговиот заден дел претставува корен на шаријажот (навлаката). Понекогаш со ерозијата алохтонот се разрушува и се зачувани само одделни реликти од него издвоени како тектонски клипи. Во случај кога ерозијата само делумно го открива автохтонот, се формира т.н. тектонски прозорец.

1. ОПШТИ ПОГЛЕДИ ЗА ГЕОДИНАМИЧКИТЕ ПРОЦЕСИ ШТО ВЛИЈАЕЛЕ ВРЗ ФОРМИРАЊЕТО НА СОВРЕМЕНАТА ЗЕМЈИНА КОРА

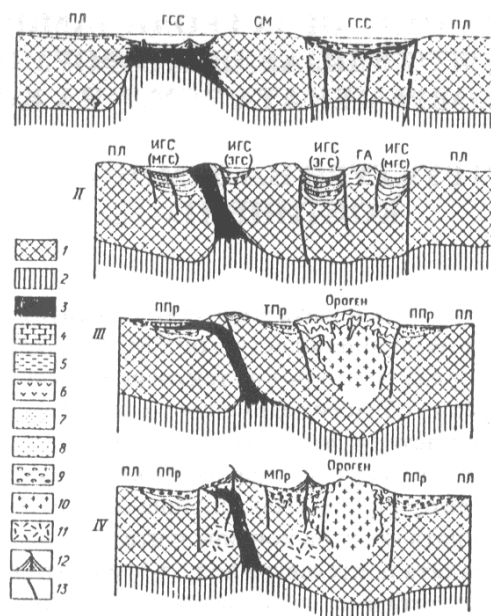
1.1. ГЛАВНИ СТРУКТУРИ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА НА КОНТИНЕНТИТЕ

Проучувањето на земјината кора на континентите покажало дека таа е составена од различни области, со различни димензии кои се разликуваат според карактерот на тектонските процеси. Така, забележано е дека во едни области седиментните карпи се во хоризонтална положба и не се пореметени, додека во други области тие се интензивно дислоцирани. Првите се издвоени како **платформи**, а вторите **геосинклинали**. Платформите и геосинклиналите се главни структурни елементи на земјината кора на континентите.

Геосинклинала претставува дел од земјината кора, која се карактеризира со изразита и силна подвижност (мобилност). Осцилаторните вертикални движења во овие области имаат релативно голема брзина и амплитуда. Подрачјата на издигање и тонење во овие области се манифестираат со сегментирање на земјината кора (на дадената област) на блокови, кои се движат со различни брзини и во некои случаи и во различни насоки. Ваквите движења во геосинклиналите доведуваат до нејзино распаѓање и формирање на блокови кои релативно тонат или релативно се издигаат. Посебна карактеристика на геосинклиналите е во многу изразените деформации на карпите што се застапени во неа, со присуство на многу различни наборни структури и раседни дислокации. Освен тоа за геосинклиналите е карактеристичен развој на магматизам, кој се манифестира како во ефузивни така и во интрузивни форми.

Во развојот на геосинклиналите се констатирани повеќе стадиуми на нивниот развој (сл. 110), меѓу кои се следните:

1. Почетниот стадиум го опфаќа периодот кога дел од земјината кора е зафатен со интензивно тонење со формирање морски басен, во кој се врши таложење на дебел (15-20 km) седиментни наслаги. Најчесто, паралелно со седиментацијата, се врши и тонењето на геосинклиналата. Таложењето на седиментите се следи со интензивна манифестација на подводен вулканизам, кој се манифестира со потоци од лави претежно од базичен состав, од спилит-кератофирската формација. Како својствени формации од овој стадиум на развој се радиоларити и рожњаци (кременовидни силициски наслаги), чие потекло може да биде од хидротерми или од силициски планктонски организми, кои имаат услови за развој во длабинските делови на геосинклиналите.



Сл. 110 Шема на развој на геосинклинали

2. Предорогениот стадиум е следната фаза во развојот на геосинклиналата. Тој се карактеризира со диференцијација на морското дно и седиментација, со формирање на подрачја на издигање и тонење, кои се одделени со крупни разломи (раседи), како гранични линии. Во овој стадиум се појавуваат островски лакови околу кои се формираат секундарни мориња така што овој стадиум уште е наречен островско-лачен стадиум. Во овој стадиум геосинклиналата се проширува на околните терени (платформи) и како доминантни формации на тие терени се карбонатната и теригено-карбонатната формација, додека во подлабоките делови од геосинклиналните басени често доаѓа до формирање на флишни наслаги.

Во овој стадиум, со диференцијација на морското дно, доаѓа и до набирање на наслагите, до излевање на лави од кисел состав (андезити и андезитбазалти), а исто така и појава на интрузии од кисел состав (гранити, гранодиорити). Со тоа почнува формирање на континенталната кора.

3. Раноорогениот стадиум многу се разликува од претходните два стадиума. Во него доаѓа до општо издигање на геосинклиналата. Со овој процес најпрво е зафатен средишниот дел на геосинклиналата, каде се формираат средишни издигнати делови како почетоци на идниот ороген. Со постепеното зголемување на средишните издигнати делови (масиви), механизмот на наборање се шири кон соседните делови, така

што во завршната фаза на овој стадиум целата геосинклинала, како водена средина, преминува во континент, во кој се присутни само изолирани басени и лагуни. Во нив се таложат претежно теригени, а делумно и јагленосни наслаги. Во овој стадиум на развој на геосинклиналата, кога настанува полна инверсија на тектонските движења, доаѓа до интродуирање на кисел магматизам.

4. Орогениот (касноороген) стадиум се карактеризира со потполна инверсија на геосинклиналата и на нејзиното место настануваат крупни планински венци (масиви), додека во предгорните (претпланинските) делови се формираат депрсии во кои се таложат дебели седименти, претежно од континентален тип, од материјал кој се донесува со потоците и реките од ново настанатите планини. Во овој стадиум, дел од соседното копно од платформите се вовлекува во геосинклиналниот простор. Настануваат маргинални регионални раседи, кои во границите на геосинклиналата служат како канали за појава на вулканизам, претежно од кисел состав. Со тоа геосинклиналната област целосно преминува во сложено дислоцирана планинска област, која во геологијата е позната како епигеосинклинален ороген појас. Такви се сите планински системи од Алпско-Хималајскиот ороген појас: Алпите, Карпатите, Динаридите, Кавказ, Хималаите.

Еволуцијата на геосинклиналите е проследена и со специфичен распоред на орудување (минерализација):

- во почетниот стадиум, кога магматизмот е претставен со појава на базични и ултрабазични магми, во геосинклиналите се формираат наоѓалишта на платина, хромит, титаномagnetит и други полиметаллични минерализации.

- во наредните фази на развитокот на геосинклиналите, кога поинтензивно се манифестира киселиот магматизам, настануваат наоѓалишта од контактно-метасоматски и пневматолитско-хидротермален тип со орудувања на Cu, Mo, W, Sn, Au, Sb и др.

- со седиментацијата на теригените наслаги во III и IV стадиум, која се одвива во заостанати или изолирани басени, настануваат наоѓалишта од нафта, гас, јаглен, сол и др.

2. ТИПОВИ НА ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Според истражувањата на различни автори, во интерпретацијата на внатрешната градба на геосинклиналите се издвојуваат различни типови со одделни префикси како што се: епи (на, над, после), еу (вистинска), мио (мала-недоразвиена), интра (внатрешна) и други, меѓу кои најмногу се применуваат **еугеосинклинала** и **миогeосинклинала**.

Еугеосинклиналата се карактеризира со комплетна застапеност на магматогените и седиментните формации, поврзани со најлабилните

делови на геосинклиналните области, каде во почетниот стадиум доаѓа до излевање на т.н. иницијален магматизам кога доминантна улога имаат базичните карпи (офиолитска формација), поретко подведен вулканизам. Во офиолитската формација се вклопени карпи од зелени шкрилци и карпи богати со темнообоени минерали. За некои геосинклинали се карактеристични формациите (дијабаз-рожњачка, кременовидна и граувакова). Така, ефузивната (вулканската) активност кон крајот на развојот на еугеосинклиналата се карактеризира со излевање на андезити, андезит-базалти и исфрлање на обилен пирокластичен материјал. Паралелно се таложат лапоровито-глиновити и силикатни наслаги, а исто така и лапоровито-карбонатни наслаги.

Миогеосинклиналата претставува надворешен дел од геосинклиналната област, каде застапеноста на формациите е намалена, а вулканската активност наполно отсуствува. Миогеосинклиналите обично се поврзани со маргиналните делови на платформите или крупните масиви каде, тонењето се врши релативно полека. Со миогеосинклиналата се поврзани претежно наслаги од териген и карбонатен состав. Фундаментот на миогеосинклиналата, оформен во поранешните стадиуми, е претставен со формирана гранитна кора. Миогеосинклиналата обично претставува преодна зона кон соседните платформи.

2.1. ОСНОВНИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА НАБОРНИТЕ ДЕФОРМАЦИИ ВО ГЕОСИНКЛИНАЛИТЕ

Проучувањето на структурните елементи и нивните односи во геосинклиналите покажало дека во централните делови на еугеосинклиналите се манифестира прва инверзија на тектонските движења, со формирање на внатрешни издигања (масиви) и појава на прво наборање (дислоцирање). Со зголемувањето на издигањето на внатрешните делови доаѓа до проширување на реоните кои се зафатени со деформации. Така овие процеси се прошируваат од централните делови кон периферијата.

Според В.В. Белоусов најинтензивни издигања во геосинклиналите настануваат на местата на најинтензивно тонење. Затоа таму е и најизразено набирањето, бидејќи тектонските вертикални движења достигнале најголем интензитет. Овој автор наборните процеси, кои се одвиваат во геосинклиналите, ги сведува на следното:

1. Хоризонталното движење на масите, кое е изразено во наклонот на аксијалните рамнини на наборите, е насочено од областите на поинтензивно тонење кон области на послабо тонење, а кое било изразено пред инверзијата (пред формирањето) на внатрешното издигање (масив).

2. Наборите се појавуваат паралелно со линиите на еднаква дебелина на седиментните карпи.

3. Интензивноста на набирањето е поврзана со градиентот на моќноста (дебелината). Наборањето е најинтензивно изразено таму каде градиентот е поголем, т.е. каде дебелината на комплексот на седиментните карпи се зголемува на кратко растојание.

Според тоа, тектонските процеси во развојот на геосинклиналите доведуваат до интензивна дислоцираност на карпестите маси и формирање на многу сложено набрани области.

Во развојот на геосинклиналите, прво доаѓа до длабоко тонење, кое е проследено со акумулација на дебели комплекси на наслаги кои се во хоризонтална положба, кои во следните стедиуми се интензивно дислоцирани (набрани), а потоа поминуваат во орогени области. Терминот орогена област претставува многу сложена структура од неколку системи. Медитеранската област ги зафаќа системите: Атлас, Апенините, Алпите, Динаридите и други и претставува дел од Алпско-Хималајскиот појас.

2.2. ПЕРИОДИЧНОСТ НА ГЕОЛОШКИТЕ ПОЈАВИ (ОРОГЕНИ ЕПОХИ НА НАБИРАЊЕ)

Според досегашните сознанија за градбата на земјината кора, констатирана е периодичност на крупните геолошки појави. Истите претставуваат одделни етапи во нејзиниот развој кои се манифестираат со смена на долготрајните, повеќе или помалку, мирни периоди на развој на земјината кора со кратко периодични револуциони периоди (диастрофизам), кои се изразуваат со општата преобразба на Земјата.

Овие периоди на диастрофизам претставуваат критични периоди, или пореметувања во историјата на Земјата, за кои се карактеристични следните особености:

1. Широко распространување на деформации во земјината кора, со преместување карпести маси од едно на друго место и формирање на планински венци, кои се наоѓаат оддалечени еден од друг на големи растојанија;

2. Промени на физичко-географските услови;

3. Бројни примери на изумирање на животни и високо специјализирани организми, кои порано доминирале;

4. Развој на нови типови на организми од помали групи и помали специјализирани форми и појава и развој на многу нови видови.

Повторувањето на ендегените процеси во текот на геолошката историја од голем број научници-геолози се смета како докажано и ја дефинира долготрајноста на тектонските циклуси. Нивниот период во прекамбриската историја се цени од 300 до 600 милиони години, а во фанерозоик од 150 до 200 милиони год. Повторувањето на циклусите е

поврзано со манифестацијат на општи трансгресии и регресии на морињата, кои се констатирани на сите континенти. Меѓу фанерозоиските тектонски циклуси се познати и општо прифатени следните: каледонски, херцински (варисцијски), кимериски и алпски.

Епохата на **каледонскиот** циклус на диастрофизам се поврзува со крајот на стар палеозоик, пред се со крајот на силурскиот и почетокот на девонскиот период. Под овој назив таа е издвоена на подрачјето на Шкотска (Каледонија), каде истата била првпат констатирана. Каледонските геосинклинали биле распространети скоро низ цела Европа (освен Руската платформа). Бројни системи, настанати од истовремените геосинклинали исто така се наоѓале околу постарите платформи на сите континенти. Во каледонската епоха се издвоени неколку фази на набирање (диастрофизам) кои во различни региони се манифестирале со различен интензитет, но не баш истовремено.

Епохата на **херцинскиот** (варисцијскиот) диастрофизам (набирање-орогенеза) е поврзана со нејзината манифестација во група на планини, познати уште од римјаните како Херцински Шуми. Херцинските геосинклинали настанале претежно во девонскиот период, додека последните фази на диастрофизам настанале во перм. Со покасниот, алпски циклус, настанатите форми на наборање во херцинскиот циклус биле многу силно преработени (во Алпите, Карпатите, Динаридите и др.) така што нивната првобитна состојба тешко се реставрира. Во херцинскиот циклус се издвоени неколку фази на диастрофизам кои во различни региони се манифестираат со различен интензитет и немаат потполно временско совпаѓање.

Епохата на **кимерискиот** (мезозоискиот) диастрофизам е поврзана со крајот на тријаскиот и јурскиот период. Се издвојуваат две основни фази на набирање (диастрофизам): 1. старокимериската и 2. каснокимериската. Првата настанала кон крајот на тријас и почетокот на јурскиот период и е најизразена во Динаридите, во Балканскиот регион и други подрачја. Каснокимериската орогенеза настанала кон крајот на јура, и се манифестира во тихоокеанскиот регион (Аљаска, Сиера Невада и др.), додека на Балканот и Медитеранот таа се поврзува со алписката орогенеза.

Епохата на **алпскиот** диастрофизам е најизразена во Алпите. Во палеогенот постоела Алписка или Медитеранска геосинклинална област, во која постоел познатиот басен Тетис. Во него се издигале одделни гребени, кои формирале островски лакови. Во неогенот басенот Тетис се распаднал на одделни мориња (Црно, Јадранско, Касписко), кои биле одделени со планински масиви. Со овие орогени процеси се формирале скоро сите планински венци од Алпско-Хималајскиот појас.

3. ПЛАТФОРМИ

Платформите претставуваат основен елемент во структурата на континентите и, за разлика од геосинклиналите, тие се карактеризираат со слаба подвижност (слаба манифестација на тектонските движења), односно имаат многу мирен тектонски режим. Континенталните платформи (кратони) (германски: *craton* - стабилен дел на земјината кора), заземаат површина до неколку милиони km^2 . Тие се карактеризираат со изометрична или полигонална форма. За платформите е карактеристично присуството на два структурни ката. Долниот, кој претставува фундамент на платформата, е изграден од метаморфни и вулканогени формации кои се настанати во услови на геосинклинали, кои се интензивно дислоцирани и пробиеани со интрузии, и горниот (платформен) е изграден претежно од седиментни наслаги. Во некои платформи се присутни и вулкански изливи (базалти во Индија, Африка и др.). Платформниот седиментен и седиментно-вулканоген покрив се карактеризираат со релативно мала дебелина од 3-4 km (додека во геосинклиналите таа достига и до 20 km).

Според горе изложеното, долниот кат на секоја континентална платформа, односно нејзиниот фундамент, претставува еродирана дислоцирана област која дискордантно е покриена со недислоцирани комплекси од седиментни наслаги, скоро во хоризонтална положба, од горниот кат, познати како платформна покривка. Тие делови од платформите што се откриени (еродирани), а на површина излегуваат карпите од метаморфниот комплекс од фундаментот, се познати како штит, додека таму каде платформениот недислоциран покрив се задржал се издвојуваат како плочи.

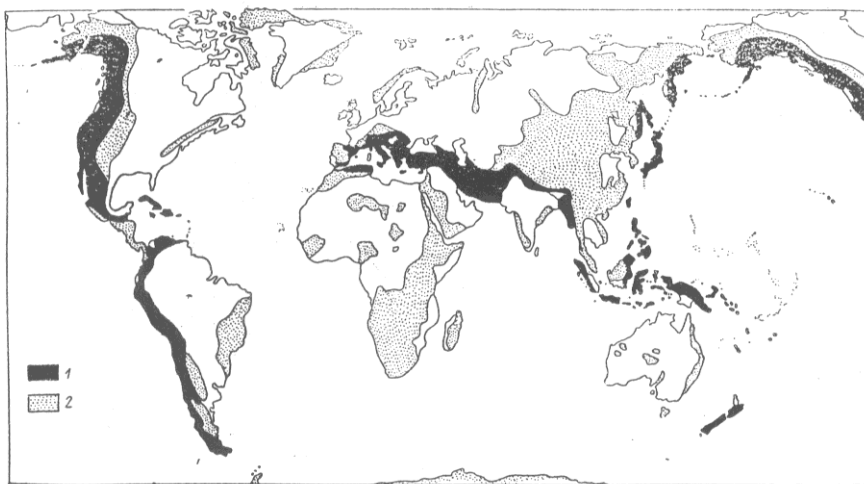
За платформите е карактеристично отсуството на линиски и стиснати набори, а се присутни само на одделни места т.н. конседиментациони набори или крупни синеклизи и антеклизи. Во засводениот дел на антеклизите дебелината на поедини слоеви најмногу се намалува или исклинува, додека во синеклизите во централните делови дебелината е најголема. Синеклизите и антеклизите претставуваат структурни форми во платформите кои се генерирани од самиот фундамент, а нивниот развој трае цели геолошки епохи-периоди. Така процесите на тонење на синеклизите и издигањето на антеклизите се одвива многу милиони години.

Магматизмот во платформните области се карактеризира со целосно отсуство на кисели магматски карпи од гранитоиден тип и широко распространетост на вулкански карпи кои не се карактеристични за геосинклиналите. Последните претставуваат слабо диференцирани базични карпи (базалти, дијабази, порфирити и др.) и се многу побогати со железо отколку со магнезиум. Освен тоа во платформите

се застапени типични алкални карпи од групата на нефелински сиенити, потоа од групата на алкални перидотити, збогатени со алкални и ултраалкални карпи и широко диференцирани интрузивни комплекси од групата на габро, преку габросиенити и алкални гранити. Во целост магматизмот во платформите е многу сличен на магматизмот во почетниот стадиум на развојот на геосинклиналите.

3.1. ТЕКТОНСКО-МАГМАТСКА АКТИВИЗАЦИЈА НА КОНТИНЕНТАЛНИТЕ ПЛАТФОРМИ

Во најновата (неотектонската) геолошка етапа, со формирањето на современата земјина кора, многу од платформите кои се карактеризирале со мирување во претходните периоди, се активирале. Платформниот режим е нарушен со изразити движења на земјината кора, настанува нејзино дробење и се манифестира делумна вулканска активност. На порано постојните платформни рамнини се формирале највисоките планини (Хималаите, Алтај, Тјан-Шањ) и многу други, а се појавувале и нови океани (Атлантски, Индиски, Северно Море). Тогаш настапило тонеење на многубројни меѓупланински котлини и настанување на епиконтинентални мориња (Јапонско, Охотско, Јадран и др.), а се продлабочувале и океанските депресии се прошириле.



Сл. 111 Шема на положбата на епиплатформите и орогените појаси (по В.Е. Хајн)

Амплитудата на неотектонските движења варира од неколку десетици и стотици метри, до неколку илјади метри. На овие височини сега се издигнати изразити пенеплени, кои во Средна Азија се издигнати на повеќе од 6 000 m. Меѓу овие планински масиви се наложени

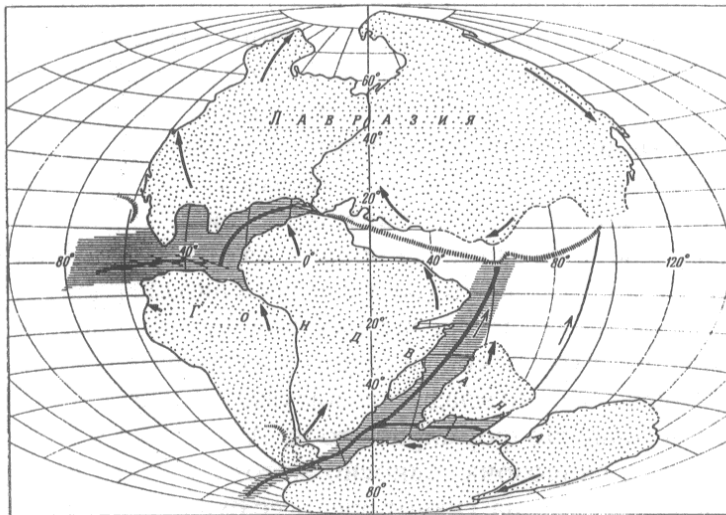
меѓупланински депресии (Фергана и др.) кои биле зафатени со релативно тонење и во кои се акумулирале дебели моласни, односно лимнички наслаги, од неколку стотици до неколку илјади метри.

В.Е. Хаин пресметал, дека во современата епоха епиплатформните орогени појаси завземаат околу 26 % од површината на континентите, што претставува 90 % од површината на планинските масиви што се повисоки од 1 000 m (сл. 111).

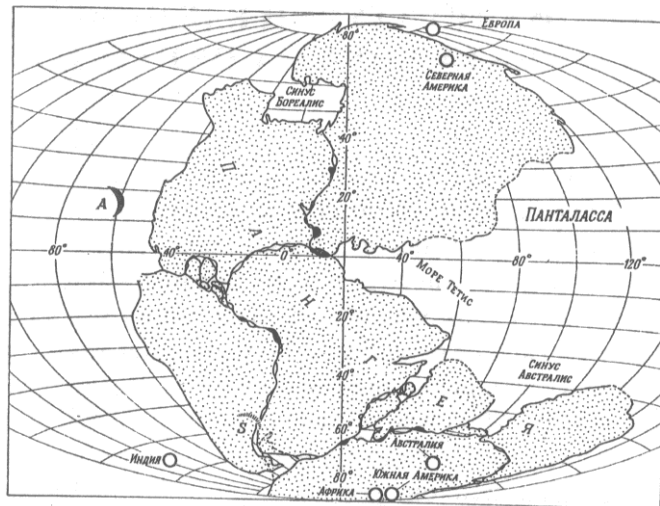
1. ОСНОВНИ СТРУКТУРНИ ЕЛЕМЕНТИ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА ВО ОКЕАНИТЕ

Со проучувањата на земјината кора во океаните во втората половина на XX век се добиени голем број податоци за нејзината градба, која укажува дека на дното на океаните се издвојуваат структурни елементи како што се: средишно-океанските гребени, океанските платформи (таласократони) кои се карактеризираат со океански тип на кора како и низа специфични особини кои се разликуваат од континенталните платформи и перифериските (маргинални) делови на океаните како преодни зони на континентите. Меѓутоа, проучувањето на составот и градбата на земјината кора на океанското дно, покажало дека таа е многу помлада од земјината кора на континентите.

Уште кон крајот на минатиот век австрискиот геолог Е. Зисс, врз база на тогашните податоци дошол до заклучок дека во времето на палеозоик постоела гигантска *terra australi* (лат. *terra*-земја, *australis*-јужна), во која биле обединети современите континенти на јужната полутопка. Таа земја била наречена **Гондвана** суперконтинент, а наспроти него во северната полутопка бил суперконтинентот **Лавразија** (сл. 112) кој ги обединувал Европа, Азија и Северна Америка. Тие се вклопувале во општиот континент познат како Пангеја (сл. 113).



Сл. 112 Положбата на Лавразија и Гондвана во почетокот на мезозоик. Дебелите црни линии претставуваат рифтови зони; во морето Тетис од Гибралтар до Калимантан се манифестира длабоководен ров; стрелките го покажуваат правецот на движење на континентите; сиво обоените полиња претставуваат ново океанско дно.



Сл. 113 Праконтинентот Пангеја, како што изгледал пред околу 200 милиони години. Кругчињата прикажани на дадената слика ја означуваат положбата на половите за време на Пермската периода; А, S) ги претставуваат современите точки на Антилските острови и Скоша.

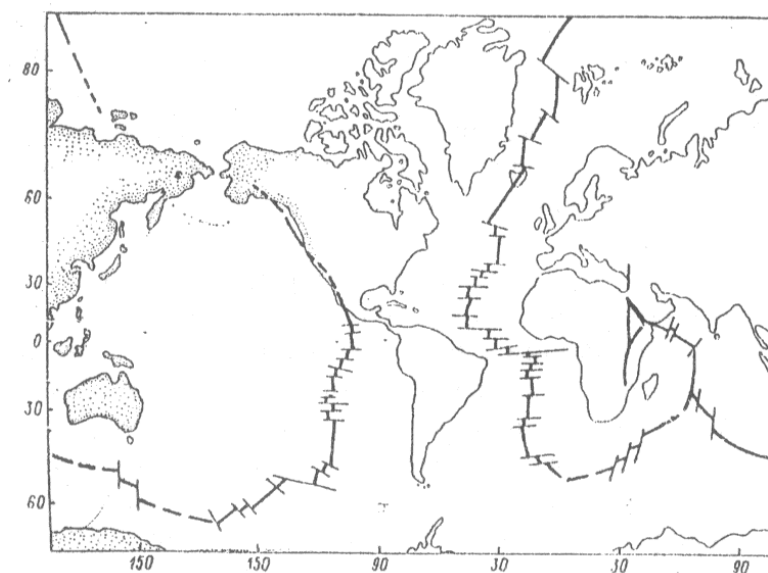
Врската помеѓу сегашните континенти била прекината во различно време, така што врската помеѓу Азија и Северна Америка (со формирањето на Берингово Море) е настаната во постгласијално време. Постоенето на врска помеѓу континентите кои ја сочинувале Гондвана било констатирано со присуството на дебели континентални наслаги од карбонска и јурска старост со еднаква флора и фауна од огромни рептили кои биле најдени во Бразил, Екваторска и Јужна Африка, во Индокина (Индија) и во Австралија. На Антарктикот се најдени остатоци од фауна од амфибии и рептили, аналогна на истите од Јужна Америка и Јужна Африка. Сите континенти кои влегувале во Гондвана во времето на млад палеозоик биле зафатени со гласијација, а движењето на ледниците во низа случаи доаѓало од современите океани каде, во тоа време доминирале планински терени.

Според особеностите на бреговите на Атланскиот, Индискиот и Северно Ледениот Океан кои ги сечат орогените (наборните) системи од проторозоиска до младо-палеозоиска старост, се заклучува дека овие брегови (формирањето на Атлански и Индиски Океан) датираат од млад палеозоик, односно мезозоик. Што се однесува до времето на настанувањето на Тихиот Океан, со дупчење од бродот "Гломар Челенџер" е констатирано дека наслагите кои се во составот на базалтниот слој не се постари од јура. Но, на некои места се констатирани и релативно постари наслаги (Маринска котлина) од јура. Во целост, се смета дека поголемиот дел од океанските платформи

имаат мезозојска старост и нивното формирање продолжува и денес во рифтовите зони на средишно-океанските гребени.

2. СТРУКТУРИ И ФОРМИРАЊЕ НА МОБИЛНИ ПОЈАСИ ВО ОКЕАНИТЕ (СРЕДИШНО-ОКЕАНСКИТЕ ГРЕБЕНИ)

Средишно-океанските гребени претставуваат најкрупни морфолошки структури на Земјата. Како глобален мобилен појас се протега на околу 64 000 km и може да се следи во океаните (сл. 114).



Сл. 114 Појас на средишно-океанските гребени (дебелите линии).
Тенките линии-раседи што ги сечат средишните гребени.

Меѓутоа, треба да се каже дека истите не се насекаде средишно океански, бидејќи дел од нив продолжуваат и на континентите. Така Арабиско-Индискиот грабен (ров) преку Аденскиот залив и Црвено Море се соединува со рифтот од долината на Големите Езера на Источна Африка. Во поедини делови од Атланскиот, Индискиот и други океани средишните гребени се издигаат над дното до 3.5-4 km, а во широчина варираат од 800 до 2 000 km, додека во должина се протегаат непрекинато на многу десетици илјади километри.

Гребените во спомнатите океани ги заземаат нивните средишни делови и доста благо се издигаат кон маргиналните делови, додека во нивниот централен дел, долж оската на нивното протегање, се формираат низови од длабоки депресии, познати како рифтови долини

или кањони (ровови), кои се опколени со планински венци со многу стрми падини кон рифтовите. Релјефот на гребените и подводните планински венци е усложнет со конусни врвови од подводни вулкани кои на места се манифестираат како вулкански острови по гребените и нивните падини.

За целиот појас на средишно океанските гребени е карактеристична висока сеизмичност со плитки огништа на земјотресите, во централните делови на средишните гребени. Ова укажува дека тие се подрачја каде современата тектонска активност е многу изразена. Со изучувањето на динамичките параметри на огништата на земјотресите во рифтните зони и во средно-океанските гребени е докажана доминантната улога на дилатацијата (растегаче) за разлика од механизмите во островските лакови, каде доминира компресијата. Самите средишни гребени претставуваат засводени подводни планински масиви, кои во повеќе случаи се манифестираат со централно кршење на земјината кора, со формирање на рифтови (грабени) и интензивно излевање на вулканска лава. Освен големото присуство на современи вулкани, како на пример во поедини делови на средишно Атлантскиот рифт, скоро насекаде се среќаваат вулкански конуси и млади базалтни изливи од лави, кои се констатирани со бушење во седиментниот покривач.

Освен базалти, во рифтовите зони на средишните гребени на Атлантскиот и Индискиот Океан, широко се распространети метеморфозирани длабински ултрабазични карпи, кои се изнесени од горните делови на мантијата на Земјата. Присутни се различни диференцијати на карпи од базичен состав (различни перидотити, пироксенити, дунити, серпентинити, габро, дијабази). За сите карпи во рифтовите зони е карактерно нивно дробење и милонизација, што укажува на интензивни латерални поместувања.

Во целост, со појасот на средишно океанските гребени се поврзани многу сложени ендегени процеси, кои се манифестираат со издвојување на огромна количество на енергија. Овде доаѓа до интензивно механичко дробење на земјината кора, формирање на рифтни зони, земјотреси и изразити хоризонтални движења, зголемување на геотермичкиот градиент, изразити геохемиски процеси (диференцијација на магмата, метаморфизам и хидротермални процеси со издвојување на рудни минерали). Според современата тектонска концепција "Тектоника на плочи" средишно океанските гребени имаат огромна улога во развојот на основната структура на Земјата. Во нивните рамки се формира земјина кора од океански тип, а со нив се поврзува и формирањето на нови океани.

Во рифтогените подрачја многу јасно се манифестира диференцијацијата, издигањето и распоредувањето на материјата што доаѓа од длабочина од мантијата на Земјата и истовремено растегнување

(spreading-floor hypothesis) на литосферата кое се манифестира со хоризонтално поместување на плочите од океански и континентален тип. Ова растегнување и изместување на плочите се потврдува со магнетските аномалии кои ритмички се менуваат, а кои се симетрични со протегањето на средишно океанските гребени и често ја менуваат нивната поларност.

Се смета дека наведените магматски аномалии се поврзани со базални дајкови, со кои биле пополнети порано настанатите пукнатини во рифтните зони. При ладењето на лавата во дајковите е определено магматското поле на Земјата кое постоело во време на нивното пополнување. Со растегнување на земјината кора овие дајкови се поместувале сè понастрана од оските на средишните гребени заедно со заостанатиот магматизам од времето на нивното формирање. Затоа, колку дајковите се подалеку од современите оски на средишните гребени, тие се постари. Така староста на базалтите во средишните делови на океанските гребени во Атлантскиот Океан е определена од современа до кредна во маргиналните делови на океанот, додека во Тихиот Океан од 3 милиони години во средишните делови, до 37 мил. години во маргиналните делови.

Средишно океанските гребени често пати продолжуваат и на континентите каде имаат посебни карактеристики. Така, рифтот на Аденскиот залив и Црвеното Море, што претставува типичен меѓуконтинентален рифт, се карактеризира со типична океанска кора внатре во рифтот, додека маргиналните делови се од континентална кора. Рифтот на Црвено Море се карактеризира со излачување на големо количество на геотермална енергија и современа хидротермална активност. Источно-Африканските рифтови кои се соединуваат со Црвеното Море (Етиопска и Кениска зона) се карактеризираат со долготрајна вулканска активност од времето на нивното формирање, која продолжува со својата активност во централните делови на секундарните гребени и раседи. Вулканските изливи се претставени со андезити и базалти, кои често се алкални.

3. ОКЕАНСКИ ПЛАТФОРМИ (ТАЛАСОКРАТОНИ) ТАЛАПЛЕНИ

Океанските платформи или таласократони претставуваат тектонски многу стабилни делови од океанското дно, кое е зафатено со благо тонење и во кое напдно присуствува сеизмичка активност. Градбата на земјината кора во таласократоните се карактеризира со присуство на базалтен слој чија дебелина варира од 4 до 6 km и каде брзината на сеизмичките бранови е околу 6.7 km/s. Овој базалтен слој е

покриен со т.н. втор слој со дебелина од 1 до 3 km, во кој брзината на сеизмичките бранови е околу 5 km/s. Последниот е покриен со седиментни наслаги, чија дебелина е многу варијабилна, од неколку метри до 500-900 m, додека близу до крајбрежните контактни делови со континентите нивната дебелина достигнува и до 1.5-2.5 km. На места седиментниот слој наполно е отсутен. Вториот слој се смета дека главно е претставен од туфогени наслаги, или претставува слој на згуснати (дијагенетски изменети) седименти, или претставува преслојување на едните со другите.

Гравитациското поле на Земјата во областа на таласократоните се карактеризира со позитивни аномалии. Магнетното поле во рамките на таласократоните има нерамномерен карактер, што е поврзано со сложената топографија на базалтниот слој кој создава магнетни аномалии. Во близината на средишните гребени, обично симетрично, по нивните бочни страни се набљудуваат линиски траки на магнетни аномалии со нормална и инверсна намагнетизираност.

Во таласократоните е присутен различен релјеф со различна дебелина на седиментниот слој. Постојат скоро хоризонтални абисални рамнини, кои претставуваат акумулативни рамнини на седиментни наслаги и ритчести терени, кои се поврзани со појавите на базалтниот вулканизам. Вулканизмот во таласократоните е претставен со толеитски базалти сиромашни со алкалии, додека во вулканските острови, како подводни планини доминираат лави побогати со алкалии. Староста на таласократоните може да биде многу различна.

Таласократоните во минералошки поглед се од посебен интерес. Така, по огромните пространства на дното на Тихиот Океан се наталожени (до неколку kg/m^2) железо-мангански конкреции кои имаат пречник од 5 до 10 cm. Освен тоа присутни се Cu, Co и Ni.

Трансформните раседи претставуваат раседи кои напречно ги сечат рифтовите зони и долж кои доаѓа до хоризонтално поместување. Со нивната активност доаѓа до распаѓање на одделни блокови на таласократоните и нивно хоризонтално поместување. Вакви движења биле констатирани во Тихиот Океан по познатите раседи Мендосино, Пионер и други, со поместувања во меридионален правец. Било пресметано дека двостраното поместување долж споменатите раседи е со хоризонтална амплитуда од 1 850 km (± 250 km лево смолкнување). Разликата помеѓу смолкнувањето (латерално движење) во трансформните раседи во рифтовите зони и обичните транскурентни раседи на континентите е претставена на сл. 115.



Сл. 115 Шематски приказ на разликата помеѓу трансформни раседи и раседите со хоризонтално поместување

4. ИЗОЛИРАНИ ВУЛКАНСКИ ПЛАНИНИ И ГАЈОТИ

Освен структурата на таласократоните карактеристично е присуството на одделни вулкански планини. Нивниот број само во Тихиот Океан се цени на неколку илјади (не помалку од 4 000). Најголемата концентрација на овие вулкански купи (во вид на ридови и планини, со височина поголема од 500 m) е поврзана со делови на издигнатото дно и вулканските венци. Тие ретко се расфрлени во океанските котлински делови. Поголем дел од вулканските конуси во котлините е поврзана со појавата на крупни раседи.

Меѓу подводните планини на Тихиот Океан се издвојуваат многубројни гајоти, кои се карактеризираат со зарамнети врвови кои се потонати на длабочина од 300 до 2 300 m. Тие укажуваат на интензитетот на тонењето на океанското дно. Според постојните податоци, најстари карпи собрани од врвовите на овие подводни зарамнети врвови се од кредна старост.

За тонењето на дното на Тихиот Океан сведочат и податоците од дупчењето во атолите, каде коралските наслаги (коралски рифови) кои лежат на базалти се длабоко потонати. Овие податоци се добиени од американскиот истражувачки брод "Гломар Челенџер". Со дупчењето е докажано дека под базалтите насекаде се присутни црвени длабоководни глини, под кои лежат јурски и помлади карбонатни наслаги, а кои се настанати во многу плитки услови.

5. КАРАКТЕРИСТИКИ НА РАБНИТЕ ДЕЛОВИ НА ОКЕАНИТЕ

Границата помеѓу таласократоните и периферните делови на океаните претставува основна рабна структура на Земјата, каде се доближуваат двата типа на земјината кора океанската со континенталната. Таа особено е изразена во рабните делови на Тихиот Океан, каде во неговите периферни делови се изразени современите орогени, кои се карактеризираат со голема мобилност на земјината кора со манифестација на тектонски деформации, појава на активни раседи, современ вулканизам и карактеристичен режим на седиментација. Само околу 30 % од маргиналните делови на океанот се претставени со постепен преод, со блага крајбрежна зона, од континентите кон океаните.

Карактерот на контактот кон континентите во зависност од преодните зони е различен. Анализата на сеизмолошките податоци во ободните делови на Тихиот Океан покажала дека хипоцентрите на земјотресите подолж длабоководните ровови (бразди) и островските лакови се одредени така што површината на раседите паѓа под континентите под агол околу 45°, и тие се од типот на плитко и средно длабоки земјотреси, сè до длабина од околу 300 km (островските лакови на Аљаска, Камчатка и Курилските острови). Овој појас од земјотреси е поврзан со присуството на маргинални раседи помеѓу таласократоните и океаните, кои во другите океани отсуствуваат. Овие зони, каде се подвлекува океанската кора под континенталната, се познати како субдукциони зони, каде доаѓа до латерална компресија и лизгање подолж раседите (Strike-slip fault).

6. ИСТОРИЈА НА СОЗДАВАЊЕ НА ОКЕАНИТЕ

Во врска со прашањето за староста на океаните постојат многу различни мислења, па според тоа, кое мислење се прифаќа, зависи и решавањето на проблемот на настанување на океаните. Некои научници сметаат дека океаните се многу стари (ова мислење доминира меѓу американските геолози). Тие во врска со изучувањето на палеографијата на континентите од Северна и Јужна Америка сметаат дека овие континенти уште од почетокот на палеозоик претставувале и останале копна, на кои само повремено настапувале морски услови како од западна, така и од источна страна (од Тихиот односно Атланскиот Океан). Во сегашно време голем број од американските геолози имаат друго мислење, за што ќе стана збор подолу.

Хипотезата за многу голема старост на океаните смета дека земјината кора се развивала од океаните кон континентите и дека првобитната состојба на земјината кора била блиска кон океанската (како таласократон).

Од друга страна, постои хипотеза дека океаните се млади, настанати како нови форми условени од дробење, тонење или растегнување на континенталната кора. Приврзаниците на оваа хипотеза, кои се многу побројни, сметаат дека океаните почнале да се формираат кон крајот на палеозоик, а особено интензивно во средината на мезозоик. Нивните податоци укажуваат дека во поедини делови на денешните океани постоело копно. Податоците укажуваат и на спојување на современите континенти (Јужна Америка и Африка, за што стана збор порано) кои денес се одделени со широки просторства на длабоки мориња-океани. Една група на приврзаниците на хипотезата дека океаните се млади смета дека тие настанале со тонење на континентални блокови кое било проследено со многу интензивни изливи на базалтен вулканизам. Овој процес на океанизација е познат како базификација на земјината кора.

Другата група од приврзаниците на концепцијата за младоста на океаните смета дека океаните настанале како резултат на разделување и оддалечување на континенталните плочи една од друга во латерален правец (spreading). За ваквото гледиште, овие научници особено внимание обраќале на сличноста на геолошката историја на континентите, кои сега се разделени со океан (како на пример Јужна Америка и Африка), кои имаат и сличност во контурите (за геолошката сличност стана збор порано). Освен тоа, како потврда за овие гледишта се користат резултатите од палеомагнетизмот и положбата на половите на Земјата во однос на современите континенти, кои биле карактеристични за време на распаѓањето на Пангеја и натамошното оддалечување на континентите еден од друг.

1. СОВРЕМЕНИ ГЕОТЕКТОНСКИ ХИПОТЕЗИ

Формирањето на земјината кора, постоењето на различни типови и разликата во нивната градба се толкуваат со различни хипотези. Една од најиздржаните концепции, која е настаната во триесетите години на минатиот век е позната како **контракциона** хипотеза, која се базира на космичката теорија за постанокот на Земјата од Кант и Лаплас, кои сметале дека земјата во почетокот имала усвитена течна состојба. Според контракционата хипотеза како последица на ладењето на Земјата се смалувал нејзиниот волумен и земјината кора се набирала. Според оваа хипотеза основен извор на внатрешната енергија претставува преминот на топлинската енергија од предгеолошкиот стадиум на развојот на планетата, во механичка енергија на компресија на земјината кора. Современите варијанти на контракционата хипотеза не се поврзуваат со космогените претстави на Кант и Лаплас, а енергетската страна се смета за сосема поинаква.

Друга хипотеза која имала подолга историја, но не била толку експонирана е **хипотезата на ширење** на Земјата. Оваа хипотеза ширењето на Земјата го објаснува со длабинска диференцијација на материјата во мантијата на Земјата. Како резултат на диференцијацијата на материјата лесните, кисели магматски продукти испливуваат во горните делови и ја издигаат земјината кора. Паралелно со издигнатите делови на земјината кора соседните делови тонат. На тој начин оваа **хипотеза на длабинска диференцијација** како дел од општа хипотеза на ширење на Земјата, предвидува дека доминантна улога во земјината кора имаат вертикалните, радијални движења, за разлика од контракционата хипотеза, по која доминантни се тангенцијалните, хоризонтални движења.

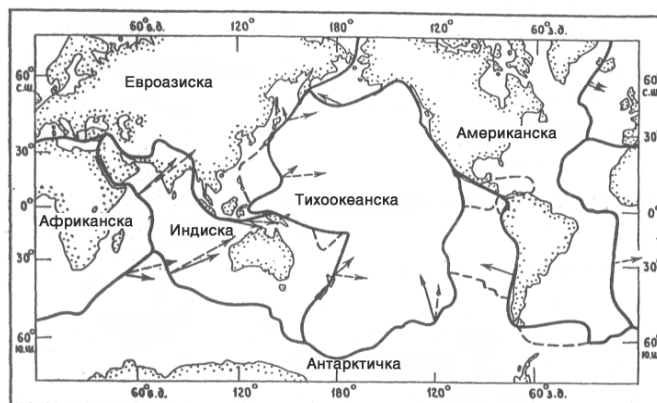
Според В.В. Белоусов, **хипотезата** на длабинска диференцијација како главен извор на топлинска енергија го зема радиоактивното распаѓање и во првите етапи на развојот на Земјата радиогената топлина била единствен извор. Подоцна акцент е ставен и на длабинската диференцијација на материјата која создава механичка енергија.

Во некои тектонски хипотези се претпоставува можноста за хоризонтално поместување на одделни блокови (плочи) од континенталната кора преку поткоровиот материјал. Според други хипотези, категорички се негираат такви поместувања. Хипотезите кои им даваат примарно значење на тангенцијалните, хоризонтални движења во геолошката литература се познати како **мобилистички**, додека вторите, кои примарно значење му даваат на вертикалните движења се познати како **фиксистички**.

2. ФОРМИРАЊЕ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА СПОРЕД МОБИЛИСТИЧКИТЕ ХИПОТЕЗИ

Мобилизмот на многу убедлив начин го документира формирањето на современите структури на океанското дно, додека оваа концепција не ги толкува структурите на континентите со соодветни факти (освен за сложено дислоцираните планински венци со навлаки и шаријажи). Меѓу бројните мобилистички хипотези ќе ја разгледаме "тектоника на плочите" (нова глобална тектоника), која сега широко се користи помеѓу геолозите.

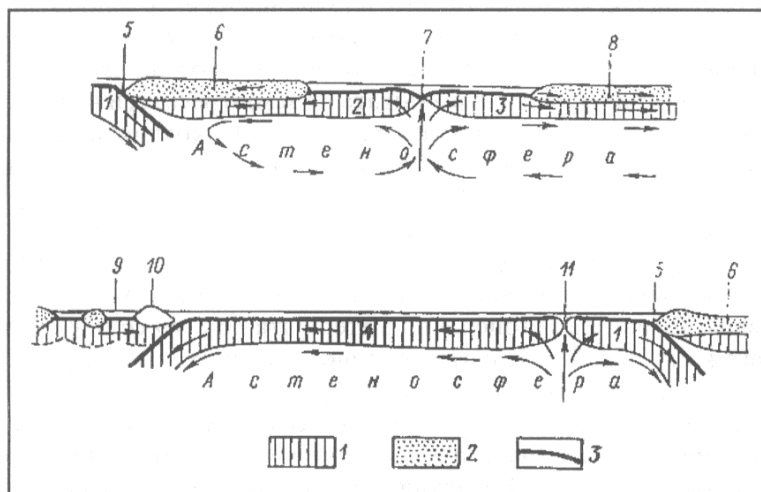
Според оваа хипотеза литосферата е поделена на 6 плочи (сл. 116) (по некои автори се издвојуваат повеќе од 11 плочи). Меѓу нив најкрупни се: Евроазиската, Африканската, Индиската (заедно со Австралија), Тихоокеанската, Американската и Антарктичката (меѓу помалите се Карибската, Филипинската, Кокос и др.). Издвоените плочи се компактни и цврсти. Нивната дебелина средно достигнува 70-100 km.



Сл. 116 Современа положба и правец на движење на плочите од земјината кора (според моделот на 6 плочи, Ле Пишон)

Плочите лежат на астеносферата и хоризонтално се движат со конвекционите токови кои се одвиваат во астеносферата (сл. 117). При тоа голема улога имаат трансформните раседи, долж кои соседните плочи се движат во спротивни правци од средишно океанските гребени.

Со средишно океанските гребени се совпаѓа главната зона на геотермална енергија на конвекционите токови кои продираат од јадрото на Земјата каде настанува хемиска диференцијација на материјата и доаѓа до распаѓање на железните силикати и гравитационо раслојување на материјата. Развојот на земјината кора се одвива во три главни насоки:



Сл. 117 Шема на движење на плочите на литосферата според теоријата на плочи: 1. плочи од литосферата, 2. континенти, 3. кора од океански тип. Бројките на пресеците се: 1. источно-тихоокеанска плоча, 2. американска плоча, 3. африканска плоча, 4. тихоокеанска плоча, 5. длабоководни ровови (бразди), 6. јужна Америка, 7. средишно-атлански гребен, 8. Африка, 9. Јапонско море, 10. Јапонски острови, 11. источно-тихоокеански гребен.

1. Формирањето на рифтови и океански тип на кора е поврзано со протрузии на длабински ултрабазични карпи од мантијата, делумно диференцијати на перидотити, габро и базалти, кои со зголемување на температурата и притисокот го менуваат и составот. Многу е карактеристична серпентинизација на хипербазите.

2. Формирањето на базалти и габро во вториот слој на таласократоните се одвива во платформни услови. Овој процес е распространет на плочите кои се настанати во поново време, а исто така и на плочите кои биле дел од поранешните периоди на рифтогенезата.

3. Подвлекување на плочите од океанската литосфера во почетокот се врши по крајот на таквите плочи кои се подвлекуваат под краиштата на континенталните плочи на литосферата, во субдукционите зони одредени со огништата на земјотресите и навлегуваат на длабочина до 700 km. Во овој случај, во контактната зона на океанските и континенталните плочи, се акумулираат дебели наслаги кои се подложни на тектонски деформации со појава на сложени набори и раседи од типот на реверсни раседи и навлаки. Истовремено, во подвлечените делови на плочите од океанска кора во длабочина, во областа на високи температури и притисоци, доаѓа до десерпентинизација со издвојување на водата и топење на материјата со што се репродуцира андезитска магма. Последната делумно се излива долж

раседи на површината на континенталната плоча во форма на вулкани. Оваа растопена маса заедно со дислоцираните седиментни карпи делумно се меша и на тој начин се создава гранитскиот (метеморфниот) слој на континенталната кора. Базалтните магми, кои настануваат со повторното претопување на базалтниот слој од океанската кора, го зголемуваат базалтниот слој одоздола кој е вклучен во кората од континентален тип.

Со хипотезата "тектоника на плочи" денес се објаснуваат голем број геолошки појави кои порано немале соодветно објаснување, како на пример, положбата на офиолитските комплекси во првобитниот стадиум на развојот на геосинклиналите, потоа местото на андезитскиот вулканизам и др. Сепак сите тектонски и геолошки процеси не можат да бидат објаснети со оваа теорија (хипотеза). Така на пример многу е тешко со оваа хипотеза да се објаснат деформациите кои настануваат во континенталните платформи сè до нивната тектономагматска активизација и формирањето на трапови (изливи на големи полиња од базалти). Тешко е да се објаснат вертикалните (радијални) движења на земјината кора, потоа ритмичноста во нејзината градба и слично, особено затоа што процесите кои се однесуваат на развојот на литосферата се карактеристични само за мезозоик и кенозоик, додека претходната еволуција на земјината кора нема објаснување.

3. ФОРМИРАЊЕ НА ЗЕМЈИНАТА КОРА СПОРЕД ФИКСИСТИЧКИТЕ ХИПОТЕЗИ

Според хипотезите кои ги застапуваат фиксистите, постојат многу геолошки податоци кои се поврзани со изучувањето на континентите и кои и денес даваат многу јасни објаснувања за многу важни геолошки процеси. Според фиксистите, положбата на континенталните платформи, длабинските регионални раседи, потоа синеклизите и антеклизите, положбата на геосинклиналните појаси и различни структури кои влегуваат во нив, се многу стабилни и меѓусебно поврзани во текот на многу стотици милиони години. Постоењето на планетарни раседи со хоризонтални поместувања не прават некои големи корекции во структурните шеми на континентите. Затоа според фиксистите, современите континенти, во текот на геолошкото време, ја зачувале нивната целина и во нив главна улога во формирањето на геолошките структури имале претежно вертикалните движења на земјината кора. Како фиксистички хипотези се сметаат и претходно наведените хипотези: хипотезата на ширење на Земјата, потоа хипотезата на длабинска диференцијација и др.

Според Белоусов, приврзаник на фиксизмот, во почетокот земјината кора била од континентален тип и до крајот на палеозоиската

ера на Земјата не постоеле океани. Кон крајот на палеозоик и почетокот на мезозоик во тогашната земјина кора почнала да се втиснува, растопена материја од астеносферата (од мантијата) во форма на гигантски диапри со што почнале масовни изливи на базалти. Овие процеси довеле до базификација на континенталната кора и нејзино преминување во кора од океански тип. Во Атлантскиот и Индискиот Океан базификацијата на примарната кора имала насока од маргините кон центрите, а во Тихиот Океан од центарот кон периферијата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреевски Б., 1995: Јаглени. Посебно издание, РГФ - Штип.
2. Ажгиреј Г.Д., 1956: Структурнаја геологија. Издателство - Московски Универзитет, Москва.
3. Арсовски М., 1960: Некои особености на тектонскиот склоп на централниот дел на Пелагонскиот хорст-антиклинориум и неговиот однос со Вардарската зона. Трудови на Геолошки Завод на СРМ, св. 7, Скопје.
4. Арсовски М., 1961: Општи црти на тектонскиот развиток на Пелагонскиот хорст-антиклинориум и неговото место во алпската структура на Македонија. Трудови на Геолошки Завод на СРМ, св. 8, Скопје.
5. Арсовски М., 1962: Значењето на стратиграфско расчленување на палеозоиските шкрилци во Западна Македонија за правилното водење на проспекционите работи на железо. Трудови на Геол. Зав. СРМ, св. 9, Скопје.
6. Арсовски М., Сорскиј А.А., 1964: Тектонические условија возникновенија разрушителногo землетрјасенија в г. Скопле (Југославија) 26 ијула 1963 г. Бјулетен Моск. Общества исп. Природи, отд. Геологии. Том XXXIX (5). Москва.
7. Arsovski M., Hadzievski D., 1970: Correlation between Neotectonics the Seismicity of Macedonia. Referat na kongresot na Internacionalnata asocijacija na IASPEI vo Madrid, Tectonophysics, 9 (1970), Amsterdam.
8. Arsovski M., 1973: General Characteristica of Neotectonic Structure in SFR Yugoslavia. (Proceeding of the Seminar on the seismotectonic map of the Balkan Region, Dubrovnik.
9. Arsovski M., Hadzievski D., Karnik V., 1974: Seismo-tectonic definition of existing and future earthquake zones in the Balkan area. Referat. Simpozium on Earthquake Forerunners Searrching, Taskent.
10. Arsovski M., 1974: "Problemi neotektonike SFR Jugoslavije". Trudovi na VIII kongres na geolozite na SFRJ, tom IV, Ljubljana.
11. Арсовски М., Петковски Р., 1975: Неотектоника на СР Македонија. Публ. бр. 49. ИЗИИС, Скопје.
12. Arsovski M., Dumurdzanov N., Hristov S., Ivanov T., Ivanova V., Petkovski P., Stojanov R., 1977: Correlation of the Pre-Cambrian complexe of the Pelaginian massif, Vardar Zone and Serbo-Macedonian massif. Proceedings Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Athens, Volume II p.p. 549-558.
13. Arsovski M., Dumurdzanov N., Ivanov T., 1977, Geological characteristics the Paleosic complex of the southern part of the Balkan Peninsula with special reference of the Territory of Macedonia (Yugoslavia). Proceeding of the VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region. Volume II. p.p. 559-568.

14. Arsovski M., Ivanov T., 1977: Geotectonic evolution of the Vardar Zone. Proceeding of the VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region. Athens. Volume II. p.p. 559-568.
15. Arsovski M., Ivanov T., 1977: Neotectonics and Metallogeny on the territory of Yugoslavia. Book, of the International Conference "Metallogeny and Plate Tectonics in the Northeastern Mediterranean", p.p. 471-482, Belgrade.
16. Arsovski M., Dumurdzanov N., 1984: Recent findings of the Structure of Pelagonian horst Anticlinorium and its Relation with the Rhodopean and Serbo-Macedonian Massif. *Geologica Macedonica*. Fasc.1, Stip.
17. Arsovski M., 1984: Geological Condition of Occurrence of Strong Earthquake in SFR Yugoslavia. A Corelation of Papers in International Symposium on Continental Seismicity and Eartquake Prediction, 1982. Seismological PRESS, Beijing, China.
18. Arsovski M., Jancevski J., 1984: Some seismotectonic Aspects of the October 10, 1980 Earthquake in El Asnam, Algeria, *Acta Seismologica Jugoslavica*, No. 10, Vol 10.
19. Arsovski M., 1989: Neovulkanizm of territory of Macedonia. *Geologica Macedonica*, T. 4. No. 1. (pp. 1-28), Stip.
20. Арсовски М., 1990: Проблеми на тектониката на Западна Македонија. XII Конгрес на геолози на Југославија, Кн. V. п.п. 8-21, Охрид.
21. Arsovski M., Dumurdzanov N., 1995: Alpiska tektonska evolucija na Vardarska zona i nejzinoto mesto vo Balkanskiot region. International Workshop, Project 356 (Unesco - IGCP), 1PP5, Stip.
22. Арсовски М., Думурџанов Н., 1995: Тектонска положба на Македонија во склопот на Балканскиот регион. I Конгрес на географите на Македонија, Охрид.
23. Арсовски М., Стојанов Р., 1995: Геотермални појави поврзани со неотектоника и магматизмот на територијата на Македонија. Посебно издание на МАНУ, Скопје.
24. Арсовски М., 1997: Тектоника на Македонија. Рудрско-геолошки факултет, Штип.
25. Ambraseys N. N, Arsovski M., Moinfar A. A., 1979: The Gisk earthquake of 19 december 1977 and the Seismicity of the Kuhbanan Fault - Zone (Iran). Report prepared for the Goverment of Iran by the United Nations Educational Scientific and Cultural Organization (UNESKO), Paris.
26. Белоусов В., 1969: Фактори магмообразованија и их свјази с тектогенезом. Посебно издание в "Проблеми свјази тектоници и магматизма", (п.п. 5-18), "Наука", Москва.
27. Белоусов В.В., 1971: Структурнаја геологија. Издат. Москов. Унив., Москва.
28. Белоусов В., 1975: Основи геотектоники. "Недра" Москва.
29. Белоусов В., Рејснер Г. И., 1978: Тектонические процеси на материках. Во "Тецтоносфера Земли", п.п. 66-77. Изд. "Наука" Москва.

ЛИТЕРАТУРА

30. Белоусов В., 1978: Ендогение резими и обстие закономерности развитија материков. "Тектоносфера Земли", п.п. 79-108. Во "Тектоносфера Земли", п.п. 66-77. Изд. "Наука" Москва.
31. Белоусов В.В., 1986: Структурнаја геологија. Издателство Московски Универзитет, Москва.
32. Белоусов В., 1989: Основи геотектоники. "Недра" Москва.
33. Бергер В., 1978: Глубоководное осадконакопление (за карбонати). Геологоја континенталних окраин (превод од англиски на руски), "МИР" Москва.
34. Боев Б., Стојанов Р., 1994: Петрографија. Рударско-геолошки факултет, Штип.
35. Boncevic E., 1974: Kraistides. Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Ibcd. Bratislava.
36. Boue A., 1836: Resultats de la premiere tournee dans le nord et le centre de la Turquie d'Europe, faits, en partie, en compagnie de M.M. Montalambert et Viquesnel. Bull Soc. geol. de France T. 8, p.14-63, Paris.
37. Винклер Г., 1979: Генезис метаморфических пород. (превод од англиски на руски), "Недра" Москва.
38. Вукашиновиќ С., 1963: Аномално магнетно поле Македоније и негово везе са геолошком граѓом терена. Трудови на Геозавод на СРМ, св. 10, Скопје.
39. Вукашиновиќ С., Сикошек Б., 1966: Прилог познавања геолошке граѓе Вардарске зоне на бази резултата аеромагнетних испитувања. VI Саветовање на геолози на СФРЈ, Охрид.
40. Гогел З., 1969: Основи тектоники. Изд. "МИР" Москва .
41. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е., 1968: Петрологија верхнеј мантии. (Превод на руски, 1968). "МИР" Москва.
42. Грубиќ А., 1966: Тектонске карактеристике Вардарске зоне. VI Саветовање геолога СФРЈ, Охрид.
43. Grubic A., 1974: Geotektonski sklop Jugoslavije (pregled koncepcija). p.p.53-58. Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Beograd.
44. Група автори, 1989: Путеводител на аксурзии Е-3. "Строение и геодинамическаја еволуција внатрешних Балканид-Краиштин и Родопскаја Област". Софија.
45. Dewey J. F., Bird J. M., 1970: Mountain Belts and New Global Tectonics. Jour of Geoph. Res. v. 75, 2625-2647.
46. Dimitrijevic M., 1974: The Serbo-Macedonian Massif. Tectonic of the Carpathian-Balkan Regions. p.p. 291-296, Bratislava.

47. Dimitrijevic M., 1974: Dinaridi - Jedan model na osnovama "Nove globalne tektonike". Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije. Rudar. geol. fakutet, Beograd.
48. Dimitrijevic M., Grubic A., 1977: Models of geotectonic developement of the Northeastern Mediterranean. p.p. 21-104. Metallogeny and plate Tectonics in the Northeastern mediterranean. Edited by 51. S. Jankovic, Belgrade, Coerrelation project No. 3, IGCP - UNESCO.
49. Dimitrijevic M. D., 1995: Geologija Jugoslavije. BAREX. Beograd.
50. Dragasevic T., 1974: Savremena gradja zemljine kore i gornjeg omotaca na podrucju Jugoslavije. p.p. 59-72. Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Beograd.
51. Думурџанов Н., 1985: Петрогенетски карактеристики на високометаморфните и магматските карпи на централните и западните делови на Селечка Планина (СР Македонија). *Geologica Macedonica*. Т. II. св. 1. (п.п. 3-104). Штип.
52. Думурџанов Н., 1987-88: Девонски магматизам во Западно-Македонска зона (СР Македонија - Југославија). *Геологија Македоника*, Т. 3, Но. 1, Штип (п.п. 57-78).
53. Дјуи Ц., Берд Ц., 1974: Тектоника плит и геосинклинали. (п.п.180-190). Новаја глобалнаја тектоника. Изд. "МИР" Москва.
54. Ернст У., 1978: Метаморфизм и древние континенталние окароини (п.п. 280-290), Том III. Геологија континенталних окраин (превод од англиски на руски). "МИР" Москва.
55. Жељаскова М., Панајотова, Иванов Т., 1966: Ултрабазити Балканскога полуострова с деталним обзором ултрабазитов Вардарској зони НР Бугарији. VI Советовање геол. СФРЈ, Охрид.
56. Загорчев И., 1991: Алпијскиот Ороген на Балканите - полифазова колизиона структура. Геотектоника, геофизика и геодинамика. 22, Софија, п.п.3-44., Б'лг. Ак. на Науките.
57. Иванов Т., 1966: Металогенија Вардарске зоне, Реферат са VI Советовања геолога СФРЈ, Охрид.
58. Ivanov T., Misar Z., Bowes D.R., Dudek A., Dumurdzanov N., Jaros J., Jelinek E., Pesecova M., 1987: The Demir Kapija - Gevgelija ophiolite massif, Macedonia, Yugoslavia. *Ophioliti*, 12 (3), 457-478, Italia.
59. Jaranov D., 1947: Sur la geologie de la Macedonie oscientale. Communication preliminaire. *Trudovi na Geol. ispitatelen inst. za NRM*, Tom.1. sv.1, Skopje.
60. Јаранов Д., 1951: Грабените на Црн Дрим. Второ кратко соопштение за геологијата на албанско-југословенските Динариди. *Трудови на Геозавод НРМ*, св. 2, Скопје.
61. Јовановиќ П., 1927: Абразиони и флувиални елементи у рељефу поречног басена. *Гласник Геогр. др.* 13, Београд.

ЛИТЕРАТУРА

62. Јовановиќ П., 1928: Глацијација Јакупице. Посебно изд. Гео. гр. др. св. 4, Београд.
63. Јовановиќ П., 1928: Карсне појаве у Поречу. Гласник Скоп. научн. др. IV, Скопје.
64. Јовановиќ П., 1931: Релјеф Скопске котлине. Гласник Скоп. научн. др. X - Од пр. наука 4, Скопје.
65. Karamata S., 1974: Geoloski razvoj naseg podrucja: karakteri i kretanja pojedinih ploca i znacaj tih osobina i procesa za metalogeniju. Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije. Posebno izdanje posveceno Prof. d-r B. Milovanovicu, Beograd. Rudarsko Geoloski fakultet 1974, Beograd.
66. Карамата С., 1982: Тектоника плоча у подручјима тетиског типа са применом на терене Југославије. Конгрес геолога Југославије, Будва.
67. Карамата С., Стојанов Р., Серафимовски Т., Боев Б., Александров М., 1992: Терциерен магматизам во Динаридите на Вардарска зона и Српско-Македонската маса. *Geologica Macedonica*, Т. 6, бр. 2 (п.п. 125-186), Штип.
68. Kober L., 1952: Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. Posebna izdanja SAN Geol. inst., 3. Beograd.
69. Колман Р., 1974: Внедрение перидотитов верхњеј мантии вдол краев континентов в свете положенија тектоники плит. п.п. 232-242. Нова глобалнаја тектоника. Изд. "МИР" Москва.
70. Kozhouharov D., Kozhouharova E., Grozdanov L., 1977: Temperature and pressure during the Metamorphism of the Precambrian Complexes from the Rhodope Massif. *Geologica Balcanica*, 7. 3. Sofia.
71. Колективни труд, 1978: Докембриј континентов: Складчатие областие и моладие платформи Восточној Европи и Ази, Новосибирск. Геологија континенталних окраин. "МИР" Москва.
72. Kossmat F., 1918: Mitteilungen uber den geoloischen Bau von Mittelmazedonien. *Verh. Sach. Ges. Wiss. Leipzig*.
73. Kossmat F., 1924: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel Mit einer Ubersicht des dinarischen Gebirgsbaues. Die Kriegssehauplatre 1914-1918 geol. dargestellt. Heft 12-198 pmit 1 geol. Karte 18 Text ig.
74. Ласкарев В., 1923: О геолошким и геоморфолошким приликама места наласка пикермијске фауне у околине Велесу. *Аналес Геол. де Ла Пен. Балкан. Т. VIII*, Београд.
75. Laskarev V., 1950: Tapirus priscus Kaup. Var. *Macedonica n.v. iz litcitonosnih naslaga s. Zivojno blize Bitola. Zbornik radova Srp. akad. naucn., kw. I*, Beograd.
76. Ласкарев В., 1956: Преглед на палеогеографијата на Охридското Езеро за време на неогенот. Трудови на Геол. Зав. СРМ, св. 5, Скопје.
77. Малахов Љ., 1939: Прилог хидрогеологији глацијалних наслага Шар Планине. Гласник Скоп. научн. др. XX (Одељење прир. науке 7), Скопје.

ЛИТЕРАТУРА

78. Михајловиќ Ј., 1951: Земјотресни области во Македонија. Трудови на Геозавод НРМ, св. 2, Скопје.
79. Михајловиќ Ј., 1956: Сеизмолошки карактеристики на теренот на Југозападна и Јужна Македонија. Трудови на Геол. Зав. СРМ, св. 5, Скопје.
80. Муратов М.В., 1978: Краткиј очерк тектоническој историји материков. Во "Тектоносфера земли". п.п. 446-475. Изд. "Наука" Москва.
81. Нацев И.К., Иванов Р.Г., 1980: Геодинамика на Балканите. Д'ржавно издателство "Техника", Софија.
82. Николаев Н. И., 1988: Новајшаја тектоника и геодинамика литосфери. Изд. "Недра". Москва.
83. Nikolic P., 1984: Osnovi geologije. Naucna knjiga, Beograd.
84. Nikolic P., 1989: Geotektonika. Naucna knjiga, Beograd.
85. Обуен З., 1967: ГЕОСИНКЛИНАЛИ. Проблеми происхожденија и развитија. Превод од француски на руски. "МИР" Москва.
86. Osswald K., 1925: Das ostliche Moglenagebirge und das Diabasgebirge von Gjevgjeli. "Die Kriegschauplatze, 1914-18", Heft 13.
87. Osswald K., 1935: Das Makedonische Erdbeben. Marz Geol Rundsohau, BD XXII Berlin.
88. Pamc J., 1977: Similaritis and Dissimilitie sof the eastern Mediterranean Ophiolites as Exemplified by the Dinarides and Helinides. p.p. 345-366. Metallogeny and plate Tectonics in the Northeastern mediterranean. Edited by S.Jankovic, Belgrade, Coerrelation project No. 3, IGCP - UNESCO.
89. Petkovic K., Nikolic P., 1981: Osnovi geologije. Naucna kniga, Beograd.
90. Petrovski D., Stamatovski S., Arsovski M., Hadzievski D., Andrieu R., 1995: Seismic Hazard and Analysis of low seismicity NPP Site. 13-th International Conference on Structural Mechanics in Reactor Tehnology. Universidade Federal do Rio Grande de Sul. Porto Alegro.R.S. Brazil.
91. Писон Л.К., 1974: Спрединг океаническог дна и дрејф континентов. п.п. 93-132. Новаја глобалнаја тектоника. Изд. "МИР" Москва.
92. Писон Л.К. Франто З., Бонин З., 1977: Тектоника плит. Изд. "МИР" Москва.
93. Серпухов В.И., Билибина Т.В., Шалимов А.И., 1976: Курс опшчеи геологии. Недро, Ленинград.
94. Sikosek B., Arsovski M. i dr., 1975, Geotektonska reonizacija Balkanskog poluostrova i zapadnog dela Turske. Acta seizmologica Jugoslavija, No. 2-3, Beograd.
95. Skoko D., Arsovski M., Hadzievski D., 1976: Determination of possible earthquake origin zones on the territory of Yugoslavia. Proceeding of the seminar on seismic zoning map, Oct. 27 - Nov., 4, 1975, UNESCO, Skopje.

ЛИТЕРАТУРА

96. Stefanovic D. Geophysical data relevant to the Plate Tectonics Concept of the Northeast Mediterranean. p.p. 173-192. Metallogeny and plate Tectonics in the Northeastern mediterranean. Edited by S. Jankovic, Belgrade, Coerrelation project No. 3, IGCP - UNESCO
97. Стојанов Р., 1974: Петролошки карактеристики на магматските и метаморфните стени од пошироката околина на Прилеп (Македонија-Југославија). Посебно издание на трудови на Геол. Завод, Бр. 4, Скопје.
98. Страчков М., Ивановски Т., Пенџерковски Ј., Ракичевиќ Т., Христов С., 1966: Тектоника на Вардарската зона во пределите на СР Македонија и некои општи прашања во врска со нејзината градба. VI Саветовање на геолозите СФРЈ, Охрид.
99. UNDP/UNESCO, 1974: Survey of the seismicity of the Balkan region. Catalogue of earthquakes Part I: 1901-1970; Part II: prior to 1901-1-540) (Edit: V. Karnik, N. V. Sebalin, D. Hadzievski).
100. Харкевич Д.С., Москалева В.Н., 1969: Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. "Проблемы связи тектоники и магматизма", Наука, Москва.
101. Хатертон Т., 1978: Активни континентални окраини и островни дуги. п.п.239-271. Геологија континенталних окраин - превод од англиски на руски. "МИР" Москва.
102. Хациевски Д., 1976: Каталог за земјотресите во Македонија. Дел: I, II и III, 1900-1974. Сеизмолошка опсерваторија на Универзитетот "Св. Кирил и Методиј" Скопје.
103. Herak M., 1973: Geologija (struktura, dinamika i razvoj zemlje). Skolska knjiga, Zagreb.
104. Цвијиќ Ј., 1906: Основе за географију и геологију Македоније и Старе Србије. Београд.
105. Цвијиќ Ј., 1911: Основа за географију геологију Македоније и Старе Србије, и тд. Књ. III, Београд.
106. Шоптрајанова Г., 1958: Прилог кон познавањето на гранитоидните стени од јужниот дел на планината Огражден во Македонија. Трудови на Геолошки Завод на НРМ, св. 6, Скопје.
107. Шоптрајанова Г., 1959: За некои петролошки особености на гранитскиот масив кај Штип. Трудови на Геолошки Завод на СРМ, св. 7, Скопје.

ЛИТЕРАТУРА
